



ANNALES
DE LA
FACULTÉ DES SCIENCES
DE
**L'UNIVERSITÉ
DE CLERMONT**

SOMMAIRE

François LAUZAC

**CONTRIBUTION A L'ETUDE
GÉOLOGIQUE DES MINÉRALISATIONS
POMBO-ZINCIFÈRES DU SUD-OUEST
DE LA SARDAIGNE**

CLERMONT-FERRAND

1969

NUMÉROS PARUS

Numéros parus dans la série Géologie et Minéralogie

Les deux premiers fascicules de cette série appartiennent aux *Publications de la Faculté des Sciences de l'Université de Clermont* ; les numéros suivants font partie des *Annales de la Faculté des Sciences*, les Annales ayant fait suite aux Publications.

PUBLICATIONS DE LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE CLERMONT

- FASCICULE 1. — Robert MICHEL (1953) : *Contribution à l'étude pétrographique des pépérites et du volcanisme tertiaire de la Grande Limagne.* (Epuisé).
FASCICULE 2. — (1956) : *Colloque sur la géologie et la minéralogie du Massif Central français.* (Epuisé).

ANNALES DE LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE CLERMONT

- N° 1. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 3. — Claire LAKATOS (1959) : *Bibliographie géologique et minière des départements du Puy-de-Dôme, Cantal, Haute-Loire et Allier.* Prix : 8 F.
N° 4. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 4. — Jean-Marc PETERLONGO (1960) : *Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais* (Massif Central français). Prix : 16 F.
N° 5. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 5. — Michel BONHOMME (1962) : *Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain.* Prix : 8 F.
N° 6. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 6. — Yves VIALETTE (1962) : *Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs de granites et de migmatites du Massif central français.* Prix : 10 F.
N° 23. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 7. — Jean DIDIER (1964) : *Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français.* Prix : 20 F.
N° 25. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 8. — *Etudes géochronologiques I* (1964). Prix : 25 F.
N° 26. — BIOLOGIE ANIMALE, FASCICULE 2. — BIOLOGIE VÉGÉTALE, FASCICULE 1. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 9. — *Livre jubilaire pour le 70^e anniversaire du professeur Raymond Hovasse.* Prix : 25 F.
N° 27. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 10. — Maurice DONNOT : *Micaschistes et granites du plateau de Millevaches.* Prix : 25 F.
N° 28. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 11. — *Géochimie, I.* Prix : 8 F.
N° 29. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 12. — Jean LAMEYRE (1966) : *Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français.* Prix : 25 F.
N° 30. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 13. — Jacques MAISONNEUVE (1966) : *Le problème des granites alpins : l'âge hercynien probable du granite de l'île d'Elbe.* Prix : 10 F.
N° 31. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 14. — J.C. Van MOORT : *Les roches cristallophylliennes des Cévennes et les roches plutoniques du mont Lozère (M.C.F.).* Prix : 25 F.
N° 33. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 15. — Paul TEMPIER : *Etude pétrographique et structurale de la série cristallophyllienne de la moyenne Dordogne (M.C.F.).* Prix : 25 F.
N° 36. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 16. — (1967) : *Etudes géochronologiques, II.* Prix : 23 F.
N° 38. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 17. — J.C. BERTHELAY : *Géochimie II. Dosage d'éléments majeurs (Al, K, Na, Ca, Mg, Fe) dans les roches par spectrophotométrie d'absorption atomique.* Prix : 12 F.
N° 40. — GÉOLOGIE ET MINÉRALOGIE, FASCICULE 18. — F. LAUZAC : *Contribution à l'étude géologique des minéralisations plomb-zincifères du sud-ouest de la Sardaigne* Prix : 42 F.

Numéros parus dans les séries Mathématiques, Physique, Chimie, Biologie et Physiologie

La liste de ces numéros peut être demandée à l'administration des Annales.

ADMINISTRATION DES ANNALES : J.-M. PETERLONGO, Laboratoire de Géologie et Minéralogie de la Faculté des Sciences, 5, rue Kessler, 63-Clermont-Ferrand. Tél. : 93-35-71.

VENTE DES ANNALES : Centre de Documentation Pédagogique, 34, avenue Carnot, Clermont-Ferrand. C.C. Postal 5500-46, 63-Clermont-Ferrand.



ANNALES
DE LA
FACULTÉ DES SCIENCES
DE
L'UNIVERSITÉ
DE CLERMONT

SOMMAIRE

François LAUZAC

CONTRIBUTION A L'ETUDE
GÉOLOGIQUE DES MINÉRALISATIONS
POMBO-ZINCIFÈRES DU SUD-OUEST
DE LA SARDAIGNE

CLERMONT-FERRAND

1969



ANNALES
DE LA
FACULTE DES SCIENCES
DE
L'UNIVERSITE
DE CLERMONT



CONTRIBUTION
A L'ETUDE
GEOLOGIQUE DES MONTAGNES
ROMANESQUES DU SUD-OUEST
DE LA SAUDANIE

CLERMONT-FERRAND

1989

S O M M A I R E

AVANT - PROPOS	1
 <u>1 - GENERALITES</u>	
1-1 Moyens d'étude utilisés	5
1-2 Structure géologique de la Sardaigne	9
1-3 Aperçus sur quelques gîtes métallifères sardes	13
1-3-1 Le Sarrabus	13
1-3-2 L'antimoine de Ballao Villasalto	15
1-3-3 Sos Enattos	15
1-3-4 Funtana Raminosa	16
1-3-5 Les gisements de la Nurra	16
1-3-6 La fluorine de Monreale	18
1-3-7 La fluorine de is Murvonis	19
1-3-8 Les minéralisations du Sulcis	20
1-3-9 Minéralisations en molybdène, tungstène, étain	21

2 - LE CADRE GEOLOGIQUE

2-1	La série sédimentaire paléozoïque	25
2-1-1	Le Cambrien	25
2-1-1-1	Historique des travaux sur le Cambrien de l'Iglesiente	26
2-1-1-2	L'étage des grès	32
2-1-1-3	Le groupe du Calcaire Métallifère	41
	La dolomie rayée	41
	Le Calcaire Métallifère	42
	La dolomie jaune	44
	La dolomie géodique	45
	Les calcschistes	47
2-1-1-4	Les schistes	49
2-1-1-5	Age des formations cambriennes	50
2-1-2	L'Ordovicien	52
2-1-3	Le Gothlandien	57
2-1-4	Le Post-Gothlandien	59
2-1-5	Le Stéphanién-Autunien	67
2-2	Les quartzites	69
2-3	Les roches éruptives	73
2-3-1	Le massif granitique de l'Arburese	73
2-3-1-1	Le granite d'Arbus	73
2-3-1-1-1	Le faciès principal	74
2-3-1-1-2	Le faciès à amphibole	75
2-3-1-1-3	Les enclaves du granite d'Arbus.....	76
	Les enclaves des roches éruptives	76
	Les enclaves " énallogènes "	80
2-3-1-2	Le granite leucocrate	84
	Les enclaves du granite leucocrate	87
2-3-1-3	Le cortège filonien	88
2-3-1-3-1	Les aplites à tourmaline	88
2-3-1-3-2	Les microgranites	89
2-3-1-3-3	Les lamprophyres	90

2-3-1-4	Conclusions	91
2-3-1-5	Le métamorphisme de contact	97
2-3-2	Le granite de l'Orrida	99
2-3-3	Age des granites	103
2-3-4	Les diabases	105
2-3-5	Les rhyolites alcalines	107
2-4	La tectonique	109
2-5	Essai de reconstitution paléogéographique du domaine paléozoïque...	111

3 - LES MINERALISATIONS 115

3-1	Rappel de quelques notions de mécanique des roches	117
3-2	Historique de l'exploitation des mines sardes	123
3-3	Les minéralisations plombo-zincifères	127
3-3-1	Le champ filonien de l'Arburese	127
3-3-1-1	Description du champ filonien de l'Arburese.....	127
3-3-1-1-1	Montevecchio	128
3-3-1-1-2	Ingurtosu	134
3-3-1-1-3	Les filons de Pinadeddu	139
3-3-1-1-4	Gennamare	140
3-3-1-2	Interprétation mécanique de la fracturation du champ filonien	143
3-3-1-3	Contrôles des minéralisations	148
3-3-1-3-1	Zonalité par rapport au granite	148
3-3-1-3-2	Relation entre la nature des gangues et la nature de la minéralisation utile.....	148
3-3-1-3-3	Direction des filons et minéralisation..	149
3-3-1-3-4	Les intersections de filons	150
3-3-1-4	Zonalité verticale des filons	150
3-3-1-5	La minéralisation	153
3-3-1-6	Température de cristallisation de la minéralisation	166
3-3-1-7	Les éléments en traces.....	169

3-3-2	Les amas minéralisés du Calcaire Métallifère	171
3-3-2-1	Lamine de San Giovanni	171
3-3-2-1-1	L'exploitation	171
3-3-2-1-2	L'exhaure	173
3-3-2-1-3	Géologie de surface	174
3-3-2-1-4	Les phénomènes karstiques	179
3-3-2-1-5	Les principales minéralisations de San Giovanni	183
	Le contact	183
	La Masse Pozzo IV	189
	Les Masses Idina, Pozzo I, Pozzo III, Taylor, X	192
	Les Oxydés	202
	La Masse Nord-Est	205
	Le filon Sant' Antonio	206
	La Colonne 8.....	206
	Les riches en Argent	207
	Les terres barytiques de Punta sa Torre	216
	La recherche de Gonnese	216
	San Giovanneddu	217
3-3-2-1-6	Conclusions à l'étude géologique de San Giovanni - San Giovanneddu.....	219
	Les formations métallifères de San Giovanni	219
	Les contrôles de la minéralisation.....	220
3-3-2-1-7	Le problème syngénèse-épigénèse à San Giovanni	222
3-3-2-1-8	L'âge des minéralisations.....	227
3-3-2-2	Autres minéralisations plombo-zincifères du Calcaire Métallifère présentant des analogies avec San Giovanni	228
	Monteponi	228
	Monte Agruxiau	231
	Monte Scorra	231
	San Giorgio	232
	Seddas Moddizzis	233
	Monte Onixeddu	236

	L'alignement Nebida - S' Acqua Resi	237
	Scalittas	238
	Monte Anna	239
	Canal Grande	239
	Planu Sartu	240
	Malfidano	243
	Monte Rexio	243
	Planu Dentis	244
	Pira Roma - San Luigi	244
3-3-2-3	La paragenèse à galène et barytine	246
3-3-2-4	La paragenèse à blende et pyrite	249
	Campo Pisano	250
	Funtana Perda	254
	Autres gisements du même type	255
3-3-3	Le gisement de Tiny-Arenas	257
3-3-3-1	Le cadre géologique	258
3-3-3-2	Géologie du gisement	260
3-3-3-3	Perdu Marras	268
3-3-3-4	Pinna Perda	269
3-3-3-5	La genèse du gisement d'Arenas	271
3-3-4	Les minéralisations des " quartzites "	277
3-3-4-1	Su Sollu	278
3-3-4-2	Nanni Frau	283
3-4	Autres types de gisements de l'Iglesiente	285
3-4-1	Les gisements de barytine	285
3-4-1-1	Le gisement de Monte Barega	286
3-4-1-2	Le filon de su Gisterru	288
3-4-2	Les gisements de fluorine	289
3-4-2-1	Su Zurfuru	290
3-4-2-2	Santa Lucia	292
3-4-3	Les gisements pyrométasomatiques	293
3-4-3-1	Gisements liés au granite d'Arbus	293
3-4-3-2	Gisements liés au granite de l'Orrida	295

4 - CONCLUSIONS GENERALES

297

Conclusions générales	299
4-1 Les types de gisements	301
4-2 Les roches magasin des gîtes pénéconcordants; zonalité stratigraphique de ces gisements	305
4-3 Minéralisations et fracturation	307
4-4 La possibilité d'existence de minéralisations synsédimentaires dans le Sud-Ouest sarde	309
4-5 Les phénomènes de reconcentration des sulfures; Age des minéralisations	313

5 - BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie	319
---------------------	-----

6 - ANNEXES

A - Coordonnées U. T. M. des points cités	
B - Liste des figures	
C - Figures	
D - Planches photographiques	
E - Tableau récapitulatif des analyses chimiques	
F - Tableau récapitulatif des analyses à la microsonde de CASTAING	
G - Planches hors-texte.	

" There is always a temptation to postpone publication until studies are a little farther adanced, but geological investigation, like " woman's work ", is never done, and the solution of each problem exposes others which remain to be solved ".

(H. E. Mc. KINSTRY, Mining geology)

AVANT - PROPOS

C'est pour moi un agréable devoir que de remercier ici toutes les personnes grâce à qui le travail que je présente aujourd'hui a pu aboutir.

Lors de mon entrée à la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand, en 1956, la géologie ne présentait guère pour moi que l'attrait d'une vie active, et la possibilité de vivre au grand air une partie de l'année. Je n'étais donc pas, a priori, spécialement attiré par cette science, d'autres options présentant les mêmes avantages pouvant s'offrir au naturaliste.

L'intérêt intrinsèque de la Géologie, je devais le découvrir lors de ma première année de licence, grâce au cours magistral de Messieurs les Professeurs M. ROQUES et P. LAPADU-HARGUES. Dès lors l'orientation de ma carrière fut décidée. Pour cela, qu'ils me permettent de leur présenter ici l'expression de ma profonde gratitude.

Mes premiers travaux géologiques, sanctionnés par un diplôme d'études supérieures, furent effectués dans le Lyonnais, sous la direction de Monsieur le Professeur J.M. PETERLONGO. Outre des méthodes de travail qui devaient se révéler fructueuses par la suite, il m'enseigna à cette occasion la méfiance à l'égard des idées toutes faites et des " modes " géologiques. A ce titre, il a droit à toute ma reconnaissance.

Monsieur l'Ingénieur Général des Mines E. RAGUIN voulut bien ensuite me faire entrer dans le laboratoire de Géologie Appliquée de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, placée sous sa direction. Des années passées dans ce Service,

d'abord en qualité d'assistant, puis d'attaché de recherches, je garderai toujours un excellent souvenir, tant à cause de l'ambiance sympathique qu'il a su y instaurer que pour tout ce que j'aurai appris au contact d'un tel Maître, que je ne saurais trop remercier.

Bien des imperfections subsisteront sans doute dans mon travail, qui auraient été évitées sans la mort prématurée de Monsieur le Professeur H. VINCIENNE, qui m'initia aux techniques de la microscopie des minerais avec un inlassable dévouement, dont je lui reste très reconnaissant.

Monsieur l'Ingénieur en Chef H. PELISSONNIER sut me faire partager tant son attirance pour des aspects des Sciences de la Terre quelque peu délaissés par les géologues français, telle la mécanique des roches, que son goût pour les raisonnements rigoureux auxquels doivent être soumises les observations du naturaliste. Je tiens à l'en remercier.

Monsieur le Professeur J. MAISONNEUVE, au cours de tournées sur le terrain ou de simples discussions amicales, me fit profiter à de nombreuses reprises de son expérience de la géologie méditerranéenne. Je lui en suis profondément reconnaissant.

Monsieur le Professeur M. ARNOULD, avec un enthousiasme communicatif m'incita de nombreuses fois à prendre suffisamment de recul par rapport aux observations dispersées, pour être à même d'en tirer une vue largement synthétique. Pour cela, je lui adresse mes plus vifs remerciements.

En Italie, je fus toujours très bien accueilli par Monsieur le Professeur P. ZUFFARDI qui me fit généreusement profiter de sa grande expérience de la géologie minière sarde. Qu'il reçoive ici l'expression de ma reconnaissance.

L'élaboration d'une thèse de géologie minière nécessite de longs séjours sur le terrain et l'accueil du chercheur au sein d'exploitations. Je remercie Monsieur le Directeur Général du Centre National de la Recherche Scientifique d'avoir bien voulu financer

mes nombreuses tournées à l'étranger, et Monsieur le Directeur Général de la Società Mineraria e Metallurgica di Pertusola pour l'accueil qu'il m'a fait réserver dans les mines de la Société.

Il serait actuellement impossible, pour un chercheur totalement isolé, de mener à bien un travail de l'ampleur d'une thèse d'Etat. Etant donné la complexité des techniques à mettre en oeuvre tant pour le travail scientifique lui-même que pour la réalisation matérielle du mémoire, une thèse fait de plus en plus appel à la collaboration de personnes de compétence très variées. Mon travail n'échappe pas à cette règle, et doit donc beaucoup à tous mes collègues et amis du Département de Géologie et Minéralogie de l'Université de Clermont-Ferrand, de l'Ecole des Mines de Paris, de la Sorbonne, de la Facoltà d'Ingegneria de l'Université de Cagliari, du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, de la Società Mineraria e Metallurgica di Pertusola, de la Monteponi Monteverchio, de l'Amusi, etc... qui m'ont fait part de leur expérience géologique personnelle, ainsi qu'aux techniciens qui ont collaboré à des titres variés à la réalisation matérielle de ce travail. Je les en remercie tous très sincèrement.

Je n'aurai garde enfin d'oublier mes nombreux amis sardes, de l'Iglesiente, d'Orgosola, de Serri, etc... qui ont su me faire connaître et apprécier leur pays, si attachant par tous ses multiples aspects.

1 - GENERALITES
=====

I - FONDS TOPOGRAPHIQUES

Il a été utilisé pour ce travail les cartes topographiques au 1/25.000 officielles, celles de l'Istituto Geografico Militare IGM et, accessoirement, (région de Buggerru) des cartes au 1/10.000 établies par restitution de photos aériennes, cartes faites à la demande de la Società Mineraria e Metallurgica di Pertusola. Les coordonnées utilisées dans l'exposé qui suit pour la situation d'échantillons ou de points d'observation sont les coordonnées UTM, utilisées depuis peu par l'IGM.

J'ai été particulièrement gêné par l'absence de photos aériennes, pourtant si utiles, notamment en terrains sédimentaires. Celles-ci sont en effet pratiquement impossibles à se procurer en Sardaigne étant considérées comme secret militaire. Je n'ai pu bénéficier que des photos, privées, de la S. M. M. Pertusola, malheureusement limitées aux concessions de cette Société.

II - SOURCES BIBLIOGRAPHIQUES

Nombreuses sont les publications ayant trait à la Sardaigne en général, et plus particulièrement à l'Iglesiente. Mais, à quelques rares exceptions près, il ne s'agit que d'études de points de détail, ou de brèves synthèses parues sur des périodiques souvent locaux. Quoiqu'il en soit, pratiquement, tous les articles utilisés sont consultables dans les trois bibliothèques suivantes :

- Ecole des Mines de Paris
- Société Géologique de France
- Associazione Mineraria Sarda (Iglesias, CA, Italie)

(En ce qui concerne cette dernière bibliothèque, je dois remercier ici Monsieur le Professeur G. BOI grâce à qui j'ai eu libre accès à la bibliothèque et aux archives de l'AMS).

III - ECHANTILLONS PETROGRAPHIQUES ET MINIERS

Outre les échantillons que j'ai recueillis moi-même sur le terrain (échantillons déposés à la Collection des Gîtes Minéraux du Laboratoire de Géologie Appliquée de l'Ecole des Mines de Paris), j'ai largement utilisé les ressources de cette collection. Les échantillons déjà existants m'ont été particulièrement précieux en ce qui concerne l'étude pétrographique des mines ou chantiers de mine actuellement fermés et notamment Malfidano et Planu Sartu (Buggerru), et, plus accessoirement pour l'étude des gîtes argentifères du Sarrabus et manganésifères de l'Ile de San Pietro. Les N° du catalogue de la collection sont rappelés dans le texte.

IV - ANALYSES CHIMIQUES

Les analyses chimiques des roches ont été effectuées au Laboratoire de Géologie et Minéralogie de l'Université de Clermont-Ferrand, selon la méthode exposée par M. le Professeur P. LAPADU-HARGUES (1957).

Les analyses de minéraux reconnus en sections polies ont été faites à la microsonde électronique de CASTAING, au B.R.G.M.

1 - 2 STRUCTURE GEOLOGIQUE DE LA SARDAIGNE

On peut dire qu'en gros la Sardaigne est constituée de trois blocs paléozoïques d'importance fort inégale d'ailleurs, entourant une région d'âge tertiaire (Fig. 2). Ces blocs paléozoïques sont :

- La moitié orientale de la Sardaigne, limitée à l'ouest, grosso modo, par une ligne joignant Castel Sardo à Cagliari.
- L'extrême nord-ouest de la Nurra (région de l'Argentiera, Stintino, et île de l'Asinara).
- L'Arburese, l'Iglesiente et le Sulcis, soit le sud-ouest de l'île, au sud du Campidano.

Les terrains les plus anciens affleurant en Sardaigne appartiennent au Géorgien. Il s'agit de grès connus seulement dans l'Iglesiente et le Sulcis, où le Cambrien est représenté en outre par des calcaires et dolomies, et par des schistes, l'ensemble formant une puissante série qui sera décrite plus en détail ultérieurement.

Au sommet de ce Cambrien existe généralement une discordance correspondant à la " phase sarde " de l'orogénèse calédonienne. Immédiatement au-dessus de cette discordance apparaît le conglomérat de base ordovicien, remaniant le Cambrien. Lui fait suite une série schisto-gréseuse ordovicienne.

Le Gothlandien est schisteux, avec quelques lentilles de calcaire noir et au sommet de cet étage se place une légère discordance calédonienne.

L'ensemble Ordovicien-Gothlandien constitue la majeure partie des terrains sédimentaires paléozoïques sardes.

Dans le centre de l'île existe un Devonien calcaire. Mais dans l'Arburese le Gothlandien est surmonté d'une puissante série schisto-gréseuse qui jusqu'à présent n'a livré aucun fossile. Elle est en tout cas plus ancienne que l'orogénèse hercynienne, puisqu'elle est plissée.

Cette série est connue dans la littérature sous le nom peu compromettant de " Post-Gothlandien ". Le Post-Gothlandien est le terrain le plus récent affecté par le plissement hercynien. Il est aussi le plus récent à être recoupé par les granites circonscrits

Ceux-ci constituent toute la région centrale et septentrionale de l'île, en faisant ainsi la suite géologique normale de la Corse. Comme dans la Corse méridionale, ces granites sont tous du type circonscrit et présentent des faciès variés, souvent fort sensibles à ceux affleurant au-delà du détroit de Bonifacio et qu'a étudié J. MAISONNEUVE (1960). Dans la partie orientale de la Sardaigne, ces granites s'étendent vers le sud jusqu'à l'Ogliastra, en un seul gros massif composé de granites de différents faciès (porphyroïde ou non, à biotite seule, à hornblende, etc...). Un autre massif de quelque importance occupe le sud-est de l'île (Sarrabus). Dans les deux autres groupes d'affleurement paléozoïques, on ne connaît que de petits massifs granitiques.

Le métamorphisme régional affecte une partie des terrains paléozoïques des blocs oriental et nord-ouest. Il n'y est jamais très intense. Les terrains du bloc sud-ouest ne sont absolument pas touchés par le métamorphisme.

Le Carbonifère Supérieur et le Permien sont les premiers terrains connus et datés postérieurs à l'orogénèse hercynienne. Conglomératique à la base, puis schisto-gréseux, ces terrains sont de faciès continental. Localement (bassin de Seulo-Seui), l'Autunien contient de minces couches d'anthracite.

Le Permien est le siège de quelques phénomènes volcaniques tardifs, de peu d'ampleur

du reste. La composition de ces laves est assez variée, puisqu'elles vont des andésites (pour les plus anciennes), aux rhyolites pour les plus récentes.

Trias, Lias et Crétacé, essentiellement calcaires, sont représentés par des petits îlots de terrains horizontaux ou subhorizontaux, dispersés un peu dans toute l'île. Pour le moment, la stratigraphie de détail n'en a guère été faite que dans la Nurra.

L'Eocène est très réduit. On le connaît dans le Sulcis, aux environs de la ville de Carbonia. De la base au sommet, il est constitué par :

- Conglomérat de base reposant directement sur les schistes paléozoïques rubéfiés.
- Calcaire gris à Miliolos.
- Argiles, calcaire bitumineux et grès, avec bancs de lignite.

Les couches de lignite, analogues à celles de Fuveau (Bouches du Rhône) bien qu'un peu plus récentes, sont exploitées. Peu plissées, elles sont recoupées par d'innombrables failles.

L'Oligocène et le Miocène voient la formation de la zone centrale de l'île. Sur un Oligocène lacustre, la transgression miocène permet le dépôt d'importants bancs calcaires et molassiques (Anglona, région de Cagliari, etc...). C'est également l'époque où se produisit la formation de la grande plaine d'effondrement du Campidano. A ceci près que la série sédimentaire est ici marine, et non continentale, l'histoire géologique du Campidano est assez semblable à celle de la Limagne. Le bassin d'effondrement est en effet bordé d'appareils volcaniques d'âge tertiaire ou quaternaire (Monte Arcuentu) et de lambeaux de coulées restant sous forme de plateaux, par effet d'inversion de relief (" Giare " de Serri, Gesturi, etc...).

Le volcanisme déborde d'ailleurs largement les limites du Campidano, puisque toute la zone comprise entre Oristano et l'Anglona est en majeure partie occupée par des terrains volcaniques. Le volcanisme tertiaire-quaternaire a donné des laves de types pétrographiques très variés : basaltes, andésite, brèches (ressemblant beaucoup

au moins comme aspect, à la " brèche andésitique " du Cantal). Il n'a fait jusqu'ici que l'objet d'études très rares et fragmentaires, et par là même il est très mal connu.

Les sédiments quaternaires se limitent pratiquement aux formations superficielles, et à quelques dépôts marins de Tyrrénien, situés aujourd'hui à quelques mètres au dessus du niveau de la mer.

1 - 3 APERCUS SUR QUELQUES GITES METALLIFERES SARDES

La brève revue des différents types des gîtes minéraux sardes (autres que ceux faisant plus particulièrement l'objet de cette étude) qui suit est loin d'être exhaustive. D'autre part, il y a été mélangé des gisements d'importance économique, passée ou actuelle, fort inégale. Cette description n'a d'autre but que de mettre en évidence soit les caractères d'un district minier, soit la situation géologique d'un type donné de minéralisation. (Fig. 3).

1-3-1 LE SARRABUS

Les filons argentifères (1)

Le Sarrabus est surtout célèbre, dans la littérature géologique, par ses mines d'argent, actuellement épuisées, mais qui furent l'objet d'une exploitation particulièrement active à la fin du XIX^e Siècle.

Il s'agit de filons péribatholitiques, suivant fidèlement le contour du granite qui constitue toute la partie sud du Sarrabus. Ils sont encaissés dans la série schisteuse du Flumendosa, encore métamorphique dans cette zone. Les filons argentifères sont interstratifiés dans les schistes siluriens.

(1) L. de LAUNAY - Gîtes Minéraux et Metallifères, t. 3, pp. 399-403.

Collection des Gîtes Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 1582 et 1642

Le champ filonien s'étend sur près de 40 km, mais la partie orientale, longue d'une dizaine de km, a été de loin la plus riche (zone des mines de Bacu Arrodas, Monte Narba, Giovanni-Bonu). Dans cette même région, il est fréquent de compter trois veines minéralisées par filon.

La structure des filons est bréchique, les veines minéralisées se trouvant mêlées aux morceaux de schistes provenant des épontes.

Quant à la minéralisation, on peut distinguer :

- Minéralisation de profondeur (en-dessous de la zone de cémentation), constituée de quartz, fluorine, galène, et comportant en outre, comme minéraux accessoires, du mispickel, de la chalcopryrite, de la molybdénite, et divers sulfures ou antimonio-sulfures de cobalt et nickel. L'argent en est pratiquement absent, et la teneur en plomb étant faible, cette zone ne fut pas exploitée.
- Minéralisation de la zone de cémentation. Outre la paragenèse décrite ci-dessus, on y pouvait rencontrer divers minéraux d'argent (argyrite, cérargyrite, argents noirs et rouges, argent natif en fils ou en lamelles), de la barytine, de la calcite et des zéolithes.

Il s'agit donc d'une minéralisation tout à fait comparable à celle de Kongsberg.

Les filons à fluorine et barytine

Les principaux sont ceux de Silius. (1)

Le gisement est constitué de deux filons parallèles, de direction ENE-WSW (filons San Giorgio et San Giuseppe), encaissés, comme les filons argentifères, dans les schistes du Flumendosa. Les deux filons ont un pendage très fort, et de sens inverse, de telle sorte qu'ils se rapprochent en profondeur.

(1) Gisement visité en 1962

Ce gisement est actuellement exploité pour barytine, fluorine et galène, les teneurs, pour le filon San Giuseppe, atteignant respectivement 30, 40, et 7 %. La galène est peu argentifère. Le minerai contient en outre un peu de pyrite et de marcasite.

1-3-2 L'ANTIMOINE DE BALLAO-VILLASALTO (1)

Les roches encaissantes du gisement sont les schistes noirs et les calcaires Gothlandiens, fortement tectonisés.

Le minerai, exploité sporadiquement, est constitué de stibine et de sheelite, localisées dans les fissures de la roche encaissante, et notamment dans les joints de stratification.

1-3-3 SOS ENATTOS (2)

Isolée dans le Nuorese, cette ancienne mine plombo-zincifère se trouve à peu près à mi-chemin entre Orune et Lula. Elle a été remise en activité ces dernières années par la Montevecchio S.I.P.Z.

Il s'agit d'un champ filonien situé en bordure d'un massif granitique circonscrit, dans une série schisto-gréseuse affectée par le métamorphisme de contact. Les filons, de direction N 60 W, ou N-S, ont un fort pendage, toujours supérieur à 50°.

La minéralisation utile est constituée de blende et galène, à gangue de quartz et ankérite, les filons étant d'autant plus riches que la proportion d'ankérite dans la gangue est plus élevée.

(1) A. CAVINATO, Giacimenti minerari, p. 179
Collection des gîtes minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 1433

(2) I. SALVADORI, P. ZUFFARDI, 1960.

Ainsi qu'il est classique, les intersections de filons sont particulièrement bien minéralisées.

Sur le plan géochimique, cette minéralisation est très voisine de celle d'un autre champ filonien péribatholitique sarde qui sera décrit plus en détail ultérieurement, celui de Montevecchio-Ingurtosu.

1-3-4 FUNTANA RAMINOSA (1)

Unique mine de cuivre sarde qui soit actuellement l'objet d'une petite exploitation, Funtana Raminosa se trouve sur le territoire de la commune de Gadoni.

Les roches encaissantes appartiennent au Gothlandien, présentant ici un net métamorphisme de contact. (Notons que si aucun granite n'affleure à proximité du gisement, on y connaît tout de même des filons de lamprophyres et de microgranite).

Le minerai est localisé dans le calcaire gothlandien métamorphique. Il est composé de magnétite, pyrrhotite, cubanite, blende à exsolutions de chalcoppyrite, pyrite, chalcoppyrite, galène, et, accessoirement, de mispickel, bismuthinite, bismuth natif, soit la paragenèse classique des gisements de cuivre pyrométasomatiques. Le tout-venant tient 160 gr. d'argent et un gramme d'or par tonne.

La gangue est constituée de grenats et d'épidote.

1-3-5 LES GISEMENTS DE LA NURRA

Ils sont peu nombreux, et un seul a eu une activité durable. Mais, en revanche, ils présentent une grande variété.

(1) G. DESSAU - 1937

L'Argentiera (1)

C'est la seule mine de la Nurra qui ait eu une importance économique notable. L'exploitation en a été arrêtée en 1961. Le filon qui y fut exploité est encaissé dans les schistes siluriens, ici très peu tectonisés et présentant un pendage faible. Le filon, qui plonge à 50° environ vers le NW, est long d'environ 2 km. Sa puissance varie d'une vingtaine de mètres à près de 100m. Le remplissage est constitué de fragments de schistes cimentés par une gangue quartzeuse. La minéralisation est formée de lentilles irrégulières, parallèles aux épontes. Elle est constituée de blende et galène, avec comme minéraux accessoires de la paragenèse, de la pyrite, de la chalcoppyrite, de la stibine, de la bournonite.

Les bauxites d'Olmedo (2)

Au Sud de l'Argentiera, entre Alghero et Olmedo, un certain nombre de couches de bauxite se trouvent intercalées dans les calcaires crétacés (Monte Perdosu, Monte Murone, Olmedo, Monte Nurra, sa Campana, etc...). Ces bauxites, à boehmite, se trouvent au niveau d'une lacune stratigraphique entre le Crétacé Inférieur et le Crétacé Supérieur. Ces petits gisements ont fait l'objet de tentatives d'exploitation sporadiques, mais leur intérêt économique reste pour le moment absolument négligeable.

Le fer oolithique (3)

Encaissé dans les schistes siluriens, le fer oolithique de la Nurra (mines de Canaglia, Bainzu, etc...) ne présente qu'un intérêt très réduit sur le plan économique.

La couche ferrifère, irrégulière, est toujours concordante. Le minerai est constitué principalement de sidérite, à laquelle sont associés des chlorites ferrifères, de la magnétite, du quartz.

Cala Bona (4)

Cette ancienne mine se trouve sur la côte, à environ 2 km à vol d'oiseau d'Alghero.

(1) A. CAVINATO, Giamenti minerari, p. 118

(2) COCCO G., PECORINI G., 1959

(3) A. CAVINATO, Giacimenti minerari, pp 193-194

(4) A. CIAMPI, (1922)

Du minerai de cuivre y a été exploité au début du siècle.

La minéralisation se trouve au contact d'un banc calcaire triasique et d'une roche éruptive quartzifère (rhyolite ?) à proximité d'un complexe trachy-andésitique tertiaire important. On y a exploité un certain nombre de colonnes d'azurite, malachite, chrysocolle, cuprite, cuivre natif et covellite (c'est de ce gisement que proviennent les remarquables échantillons de " covellite d'Alghero " que possèdent nombre de collections de minéralogie). Dans les niveaux les plus profonds qui aient été reconnus apparaissent la chalcocite et l'énargite.

Les colonnes minéralisées sont généralement situées au contact calcaire-lave quartzifère. Il en existe d'autres, d'importance plus réduite, isolées soit dans le calcaire, soit dans la lave. Selon E. BORGHESAN (1934), ce gisement proviendrait du lessivage d'une autre minéralisation cuprifère, suivit d'un redépôt. Signalons en outre, à proximité de Cala Bona, l'existence d'un petit gisement calaminaire dans un calcaire jurassique à allure bréchique. Il est fort probable que les phénomènes karstiques aient contribué pour une large part à la formation de cette petite concentration.

J'ajouterai enfin que tant le gisement cuprifère de Cala Bona que cet amas calaminaire renferment beaucoup de manganèse, sous forme de pyrolusite et de psilomélane massif. Sans doute le volcanisme tertiaire, particulièrement développé dans cette région, n'est-il pas étranger à l'existence de ces derniers minéraux.

1-3-6 LA FLUORINE DE MONREALE (1)

Ce gisement est situé sur la bordure méridionale du Campidano entre Sardara et le château de Monreale. Il est actuellement en exploitation.

Encaissé dans les schistes siluriens, il se compose de trois filons N-S (filons Maria,

(1) Gisement visité en 1962.

Lionello et Fiorella), et d'un croiseur N 75 W (Maria-Laura). Le pendage de tous les filons, très fort, se fait vers l'Ouest. (Fig. 4).

Les schistes sont bréchifiés et cimentés par la fluorine, dans la caisse filonienne. La fluorine est elle-même fréquemment brisée, avec dépôt d'oxyde de fer dans les cassures. Outre la fluorine, on note dans ce gisement la présence d'un peu de quartz et de barytine.

Les sulfures sont représentés uniquement par un peu de pyrite. Il n'y a ni blende ni galène en quantité appréciable.

1-3-7 LA FLUORINE DE IS MURVONIS (1)

Ce petit gisement se trouve au Nord de Domusnovas, à proximité de la grotte de San Giovanni. Il se compose de cinq filons de direction N 30 E, dont un seul a été reconnu jusqu'à présent. Ce filon fait actuellement l'objet d'une exploitation. Les parties hautes de ce filon présentent un fort pendage vers l'Ouest. Le pendage augmente ensuite jusqu'à s'inverser. La partie profonde, pentée par conséquent vers l'Est, est particulièrement riche.

Les filons se trouvent sur un contact schiste-calcaire, dans le Cambrien. Les phénomènes karstiques y sont particulièrement bien développés (poches d'argiles, cheminées naturelles, etc...). Le gisement de 2-3 mètres de puissance, est très irrégulier. En surface, on y note un peu de barytine, dont la teneur décroît très vite en profondeur tandis qu'augmente celle de la fluorine. Les gangues sont le quartz et la calcite. Il n'y a pratiquement pas de sulfures.

(1) Gisement visité en 1962

1-3-8 LES MINERALISATIONS DU SULCIS

Le manganèse (1)

Les minéralisations manganésifères du Sulcis se rencontrent dans l'île San Pietro (Capo Rosso).

Leur environnement géologique est la série trachytique tertiaire du Sulcis, à laquelle elles sont intimement associées.

Localement, des lits de jaspe et d'argile séparent les différentes coulées. Un de ces lits argileux, de 2,5 à 3 mètres de puissance, renferme du manganèse sous forme de pyrolusite et de psilomélane, la puissance du niveau minéralisé ne dépassant pas 0,30m. La liaison de la minéralisation avec les phénomènes volcaniques est ici très nette.

Ce petit gisement fut exploité durant quelques années, à la fin du XIX^e Siècle.

La barytine (2)

Entre Nuxis et Santadi, des terres rouges d'origine karstique recouvrent un calcaire dolomitique cambrien contenant des filons de barytine. L'altération de la roche encaissante entraîne le démantèlement des filons, et les terres contiennent ainsi de nombreux fragments brisés de barytine. Outre ces éléments détritiques on peut aussi observer des cristaux de barytine de néoformation, cristallisés in situ dans les terres.

Ce gisement fait l'objet d'une petite exploitation.

La magnétite (3)

Nombreux sont dans le Sulcis les affleurements de tactites à magnétite, par suite de la présence de nombreux pointements de granite circonscrits, venant au contact de lentilles calcaires. D'importance économique variable, mais jamais très considérable

(1) L. de LAUNAY, Gîtes Minéraux et Métallifères, t. 2, pp 566-567.

A. CAVINATO, Giacimenti minerali, pp 180-181 et 199.

Collection des Gîtes Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 1700

(2) I. SALVADORI, 1961

(3) I. SALVADORI, P. ZUFFARDI, 1961
A. CAVINATO

ce sont les gisements de San Leone, Monte Tamara, Morettu, Santa Lucia, sa Palma, etc...

Il est d'ailleurs un peu impropre de parler au sujet de ces gisements de " gisements de magnétite ", la teneur de ce minéral pouvant être très variable d'un gîte à l'autre. La présence de magnétite n'est qu'une constante de ce type de gîte. Associées à la magnétite se trouvent la blende à exsolutions de chalcopryrite, la chalcopryrite, la pyrrhotite, etc..., dans une gangue silicatée (quartz, grenats, épidote, amphiboles, wollastonite, etc...).

1-3-9 MINERALISATIONS EN MOLYBDENE, TUNGSTENE, ETAIN.

Des traces de ces minéraux sont signalées un peu partout en Sardaigne, en liaison avec les granites. Leur importance économique reste de toute façon absolument négligeable.

Citons ici seulement la pegmatite de Perda Majori (1), située à proximité de la route " Orientale Sarda " entre Tertenia et Villaputzu. Dans une gangue de quartz, topaze et fluorine se trouve une petite minéralisation à wolframite, molybdénite, cassitérite, avec traces de blende, galène, chalcopryrite, bismuth natif et peut-être stannite. Cette pegmatite se trouve dans la zone du contact du granite et des schistes du Flumendosa.

(1) G. DESSAU, 1956

2 - LE CADRE GEOLOGIQUE

=====

2 - 1 LA SERIE SEDIMENTAIRE PALEOZOIQUE

2-1-1 LE CAMBRIEN

Les terrains cambriens étudiés ici constituent l'essentiel des terrains de l'Iglesiente. Le Cambrien est organisé en une série de plis assez compliqués, entourant le vaste dôme anticlinal de Genna Bogai. On peut y définir trois étages, lithologiquement très différents l'un de l'autre :

- Un étage de grès et alternances grès-dolomie ou grès-calcaire.
- Un étage calcaréo-dolomitique ("Calcaire Métallifère").
- Un étage schisteux.

La base de la série n'est pas connue. Au sommet, elle se termine par une discordance au-dessus de laquelle se trouve un conglomérat ordovicien remaniant le Cambrien.

Le sens de la série stratigraphique du Cambrien a fait pendant très longtemps l'objet de discussions passionnées du fait que les renversements de la série sont fréquents, d'où de grandes difficultés pour déterminer avec certitude le sens normal de la série. Les fossiles, du fait de leur rareté et de leur mauvais état de conservation, loin de faciliter les choses, ont amplement contribué à compliquer la situation. Il ne paraît pas inutile de rappeler à ce propos l'historique des travaux géologiques concernant l'Iglesiente, et plus spécialement le Cambrien.

2-1-1-1 - HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LE CAMBRIEN DE L'IGLESIENTE

La première étude géologique de l'Iglesiente fut publiée par LAMARMORA dans son " Voyage en Sardaigne " (1857), accompagnée d'une carte géologique sommaire de l'ensemble de l'île. A la suite de la découverte d'un certain nombre de gisements fossilifères, (en particulier vers Gonnese), LAMARMORA avait reconnu l'existence du Silurien dans cette région, et avait ainsi attribué un âge Silurien à l'ensemble des terrains de l'Iglesiente.

Peu de temps après la parution de cette étude, en 1868, furent découverts des fossiles cambriens dans les grès, ce qui remit en question toute la stratigraphie de la région. Une carte géologique fut alors entreprise sur ces nouvelles données, sous la direction de G. ZOPPI. Elle parut en 1888, accompagnée d'un mémoire explicatif très détaillé et abondamment illustré de coupes et de panoramas géologiques. J'ajouterai que la carte de 1888 ayant été dressée surtout dans un but minier, y figurent les exploitations et les indices minéralisés connus alors, avec indication de la ou des substances utiles. C'est en somme l'ancêtre de nos modernes cartes métallogéniques. Comme seuls les grès avaient livré des fossiles et que les schistes cambriens ressemblent énormément, du point de vue lithologique, aux schistes siluriens déjà reconnus par LAMARMORA, ZOPPI proposait la succession stratigraphique suivante (de bas en haut) :

- Grès et quartzites à bancs de quartz intercalés (Cambrien)
- Schistes et calcaires noirs à Orthoceras (Silurien)
- Calcaire métallifère) (Post-Silurien)
- Phyllades de Malacalza)

ZOPPI note d'autre part l'existence d'une discordance entre les calcaires et les schistes, et remarque un certain nombre de faits allant à l'encontre de sa succession stratigraphique :

- Les contacts grès-calcaire métallifère sont fréquents, alors que normalement ces deux horizons devraient toujours être séparés par l'horizon schisteux silurien.
- Vers Cala Domestica, il existe un " passage graduel du Cambrien au Calcaire Métallifère ".

Ceci le conduit à proposer alors l'hypothèse suivante : les grès cambriens, plissés avant le début du Silurien, formaient un certain nombre d'îles dans la mer silurienne, et les produits détritiques provenant de l'érosion de ces îles s'accumulaient autour d'elles, d'où la formation des schistes. Puis ces îles disparurent, soit à la suite d'une transgression, soit par subsidence, tandis que se formaient à leur place des récifs coralliens formant des atolls (Fif. 5). Cette théorie, outre l'explication qu'elle fournissait aux anomalies stratigraphiques citées ci-dessus, avait l'avantage de rendre compte en outre de la puissance extrêmement variable de la série calcaire. Quant aux calcschistes qui se trouvent entre le Calcaire Métallifère et les " phyllades de Malacalza " ils provenaient simplement, pour ZOPPI, d'un lessivage du calcaire par les eaux météoriques, l'absence de circulation d'eau en certains points expliquant l'absence éventuelle de ces calcschistes. Il ne semble pas que ZOPPI ait entrevu l'importance du développement des dolomies dans l'horizon calcaire.

BORNEMANN, auteur de la détermination de la plupart des fossiles trouvés en Sardaigne méridionale, propose de son côté une théorie à peu de chose près semblable à celle de ZOPPI. Pour lui, la construction des récifs aurait pu commencer au Cambrien, et tout le Cambrien serait représenté en Sardaigne.

M. MARCHESE (dont je n'ai pas pu retrouver le mémoire), aurait suggéré que tout ou partie des schistes situés au centre de l'Anneau Métallifère était peut-être la même chose que les schistes décrits par ZOPPI sous le nom de " phyllades de Malacalza " et donc postérieurs au calcaire. Cette manière de voir devait être confirmée en 1896, lorsque les schistes livrèrent leurs premiers fossiles, situés dans le gisement maintenant classique de Cabitza. Déterminés d'abord par DI STEFANO, puis par POMPECKY, ces fossiles appartenaient entre autre aux espèces *Paradoxides mediterraneus*, *Conocoryphe Heberti*, *Conocoryphe Levyi*, déjà connues dans le Cambrien de la Montagne Noire. L'extension du Cambrien en Sardaigne se trouvait donc considérablement augmentée, le Calcaire Métallifère venant alors se placer tout naturellement entre les grès et les schistes cambriens.

Un certain nombre de stratigraphies complètement aberrantes, et d'origine purement bibliographique, furent toutefois proposées par des auteurs connaissant les travaux de

ZOPPI, POMPECKY, etc..., mais ne connaissant pas " de visu " l'Iglesiente. Pour ces auteurs, le Cambrien se limitait aux grès et aux schistes de Cabitza, les calcaires restant un " post silurien " non daté (FRECH, 1902 - HAUG, 1907). L'extension réelle du Cambrien Sarde devait être précisée de façon définitive par V. NOVARESE (1914). Cet auteur proposait la succession suivante (de bas en haut) :

- Schistes à Paradoxides et Conocoryphe
- Calcaires et dolomies
- Grès à Olenopsis et Anomocare
- Grès à Giordanella (équivalent de la zone à Agnostus laevigatus de la Montagne noire).

C'est sur cette base que paraît, en 1919, la première carte géologique, au 1/25.000e de la région, la feuille d'Iglesias, suivie un an plus tard de la feuille Nebida, toutes deux levées sous la direction de NOVARESE.

En 1924 paraît une notice explicative dé'aillée des feuilles Iglesias et Nebida, dans laquelle NOVARESE précise sa stratigraphie sans rien en changer de fondamental. A la suite de POMPECKY, il pense que seul le Cambrien moyen est représenté, les fossiles attribués par BORNEMANN au Cambrien inférieur et supérieur étant trop mal conservés pour fournir des arguments valables. Les calcschistes sont interprétés par NOVARESE comme n'étant probablement pas un horizon stratigraphique distinct, mais comme résultant d'une lamination mécanique du calcaire. Le premier semble-t-il, NOVARESE distingue deux types de dolomies bien distinctes dans le Calcaire Métallifère :

- La " dolomie rayée, interstratifiée ", cambrienne.
- La " dolomie géodique ", "postérieure au Cambrien... et liée directement aux manifestations métallifères ".

Il tente enfin d'établir des corrélations entre le Cambrien Sarde et celui de la Montagne Noire, sans grande conviction semble-t-il, à cause de l'état encore très imparfait des connaissances d'alors sur cette dernière région.

C'est en adoptant les hypothèses de NOVARESE que TARICCO publie en 1928 la carte géologique au 1/25.000e de San Benedetto, et, deux ans plus tard, celle de Buggerru. Il semble d'ailleurs qu'à cette époque tout le monde se soit rallié à la stratigraphie proposée par NOVARESE, bien que déjà des controverses paléontologiques se soient élevées quant à la position respective dans le temps des genres Paradoxides et Olenellus, WALCOTT, contre l'opinion de POMPECKY, estimant que Paradoxides est le plus récent.

En 1931, la question de la stratigraphie du Cambrien Sarde rebondit de façon imprévue, à la suite de la découverte par J. BLAYAC et M. THORAL du gisement de Trilobites de Pardailhan (Montagne Noire), dans la partie tout à fait supérieure des grès de Marcory. Ces Trilobites sont déterminées par COBBOLD comme appartenant au genre Olenopsis. La position stratigraphique de ce genre est alors déterminée sans ambiguïté, le grès de Marcory se trouvant bien en-dessous des schistes à Paradoxides méditerranéens. Il en est donc de même en Sardaigne, et les grès doivent être situés alors à la base de la série cambrienne. Cette nouvelle manière de voir est introduite l'année suivante en Sardaigne par H. HAVRE. Mais il s'en faut de beaucoup qu'elle y rencontre un accueil sans réserve. D'autant plus qu'en 1933, un gisement fossilifère de l'étage des grès sardes livrait de nouveaux échantillons de Trilobites, remarquablement conservés. CHECCHIA-RISPOLI, après étude de ce matériel, conclut qu'il s'agissait d'Olenopsis, et précisa la diagnose du genre, le matériel ayant permis à BORNEMANN d'établir la diagnose originale étant trop mal conservé pour que cet auteur ait pu donner une description suffisamment précise du genre. Selon CHECCHIA-RISPOLI, les échantillons étudiés par WALCOTT et COBBOLD appartiendraient peut-être à un autre genre qu'Olenopsis ainsi redéfini. Il est permis de se demander dans de telles conditions, si la détermination de CHECCHIA-RISPOLI pouvait être plus valable que celle faite par ses deux confrères... Quoiqu'il en soit, la découverte de cette bestiole à Canal Grande, loin de clarifier la situation, allait encore passablement l'embrouiller.

De plus en plus, l'échelle stratigraphique selon laquelle les grès seraient à la base du Cambrien et les schistes au sommet gagne du terrain. S'y rallient avec plus ou moins

de conviction (et des arguments plus ou moins convainquants...) E. MINUCCI (1935), CAROLI (1939), SCHWARTZBACH (1939). De nouveaux arguments en faveur de la théorie de HAVRE apparaissent avec SCHWARTZBACH, qui appuie ses dires, en outre, sur l'orientation des stratifications entrecroisées dans les grès, et sur celle des thèques d'Archaeocyathidés des alternances grès-calcaire. Un autre argument, de poids, pour les tenants de la stratigraphie nouvelle, est basé sur la composition lithologique du conglomérat de base silurien, constitué en majeure partie de schistes. S'il en est ainsi, c'est très probablement que ceux-ci devaient se trouver en surface lors de la formation du conglomérat. Par contre, les galets de grès y sont rarissimes. De plus en plus, la discussion paléontologique, d'où devrait jaillir la lumière, tourne à la discussion byzantine, personne n'arrivant à se mettre d'accord avec personne sur l'exactitude des déterminations proposées pour les Trilobites des grès, pas plus d'ailleurs que sur la phyllogénèse des espèces présentes en Sardaigne.

Jusqu'en 1942, la controverse prendra toujours un peu plus d'ampleur, le ton monte, et tous les arguments deviennent bons à employer. Le fin du fin en la matière consiste alors à faire admirer à ses opposants une coupe qui montre les grès reposant sur les calcaires, ou les calcaires sur les grès, le choix de la coupe étant fait en fonction des opinions du cicerone de l'excursion. Etant donné le nombre de points où la série est renversée, chacun y trouvait son compte. Un argument de poids non négligeable sera aussi, évidemment, la malhonnêteté scientifique de l'adversaire. Il est vrai qu'au différent d'ordre scientifique pur et désintéressé s'ajoutaient alors des considérations politico-économiques peu faites pour calmer les esprits. L'Italie vivait alors la période d'économie autarcique décrétée par le régime fasciste, et l'enjeu du débat stratigraphique n'était rien moins que l'orientation à donner aux recherches minières pour retrouver le Calcaire Métallifère, et ses minéralisations éventuelles, sous les grès, ou sous les schistes. Une " mise au point " sur le problème, extrêmement violente et par là même rien moins que convaincante, paraît ainsi en 1942 sous la plume de NOVARESE, qui s'en prend à ses contradicteurs en écrivant à leur propos : " Ainsi, de déduction en déduction, on explique tout et on prouve tout ". C'est toutefois dans le même article que l'on peut lire qu'une analyse chimique de schistes a attribué une teneur en Al_2O_3 de 20 % à ceux-ci. D'où NOVARESE en conclut qu'il s'agit d'une preuve supplémentaire de la position des schistes en bas de la série, ceux-ci provenant, de

par ce caractère chimique, de la décomposition d'un granite antécambrien. Oh merveille des "interprétations" d'analyses chimiques !!! Quant à la composition du conglomérat de base ordovicien, elle est taxée d'"expédient". Il semble que cette note ait marqué le point culminant d'une docte controverse qui eut fait la joie de nos antiques "sorbonnicqueurs", et que le calme soit ensuite rapidement revenu, sans doute à cause de la guerre, du débarquement Allié en Italie et des événements qui s'en suivirent, qui polarisèrent les esprits dans d'autres directions.

En 1950, S. VARDABASSO publie une note favorable aux théories stratigraphiques importées de Montagne Noire. Simple mise au point, aucun argument nouveau n'y apparaît.

En 1952, B. GEZE, lors de l'excursion en Sardaigne de la Société Géologique Italienne, déclare qu'il n'existe plus de problème de la stratigraphie du Cambrien en Sardaigne, étant donné les ressemblances avec le Cambrien de la Montagne Noire. Est alors admise, unanimement semble-t-il, la succession suivante (de bas en haut) :

Etagé des grès	(Grès
	(Grès ferrugineux avec lentilles calcareo-dolomitiques
Etagé du Calcaire Métallifère	(Dolomie rayée
	(Calcaire Metallifère
	(Calcschistes
Etagé des schistes	(Schistes de Cabitza

Je me rallierai à cette manière de voir, les justifications de cette position devant être exposées ci-dessous, au cours de l'étude de ces terrains.

2-1-1-2 - L'ETAGE DES GRES

Les grès cambriens constituent le plus ancien terrain connu en Sardaigne. On ne connaît pas leur base. Quoiqu'il en soit, leur puissance est au moins égale à 500 mètres.

Cet étage ("Arenarie" des auteurs italiens) est observable sur trois groupes principaux d'affleurements :

- l'anticlinal de Genne Bogai, qui constitue la structure la plus importante de la région.
- l'anticlinal de Gonnese-Funtana Perda
- l'anticlinal de Canal Grande-Monte Gloria.

Il existe en outre quelques petits affleurements isolés, remontés en surface à la faveur du jeu de failles (Cracinadas, Monte Nieddu). Cet étage, surtout dans sa partie supérieure, est assez varié au point de vue pétrographique.

L'anticlinal de Gonnese-Funtana Perda

C'est la bande de terrain qui s'étend de la faille de Gonnese à l'Ouest jusqu'à la plaine du Cixerri à l'Est. Elle est constituée principalement de grès gris jaunâtre, un peu ferrugineux, et contient en outre quelques lentilles calcaires assez continues (de quelques centaines de mètres à environ 1 km de long), assez puissantes (20-50 mètres), plus petites, plus minces et plus nombreuses vers le haut de la série.

Les grès

Ils sont monotones, la granulométrie et la composition minéralogique, ainsi que l'aspect macroscopique de la roche restant assez constants dans toute la série. Seule varie dans des proportions notable la quantité de minéraux phylliteux, qui deviennent parfois assez abondants pour permettre un débit en plaquettes de la roche. Dans tous les cas, à l'exception évidemment des phyllites, les grains sont isométriques, d'environ 0,1 mm de diamètre, quelque soit leur nature minéralogique.

Le ciment est très peu développé. Il n'est guère représenté que par les minéraux phyl-

liteux les plus fins (séricite) et par un peu de quartz de néoformation, enrobant les grains de quartz détritiques originels. On n'observe pratiquement jamais directement ce quartz de néoformation, mais on est bien obligé d'en admettre l'existence générale pour rendre compte du caractère massif de ces roches, et de la parfaite juxtaposition des grains, malgré les irrégularités de leurs contours. Un peu de dolomite est également toujours présente. La composition minéralogique est la suivante :

Quartz

Plagioclase (Oligoclase)

Microcline

Muscovite et séricite

Apatite

Tourmaline (bleue ou verte en lames minces)

Rutile

Minéraux opaques (limonite, pyrite)

Dolomite.

A l'exception du quartz de néoformation signalé ci-dessus, il ne semble pas y avoir de minéraux authigènes dans ces roches, tous les autres minéraux étant nettement roulés.

Lorsque la dolomite est particulièrement abondante, les cristaux de ce minéral sont nettement groupés en petits paquets globuleux, de 0,5 à 1 mm environ de diamètre, disséminés dans le grès. Bien qu'aucune structure ne soit décelable dans les agglomérats dolomitiques, il est fort probable, compte-tenu de la présence dans cet étage de bancs de dolomie oolithique, qu'il s'agisse d'anciennes oolithes entièrement recristallisées. Ceci est d'autant plus vraisemblable que ce faciès apparaît dans les zones où affleurent de telles dolomies.

Microscopiquement, il s'agit de roches gris-jaunâtre, piquetées de mouches de limonite. La stratification est plus ou moins bien visible, selon la plus ou moins grande abondance de minéraux phylliteux, permettant éventuellement un débit en plaquettes le long des joints de stratification. Le plus souvent ces grès sont très compacts, et la stratification n'y est guère marquée que par des alignements de trous de taille millimé-

trique, allongés, remplis d'oxyde de fer provenant de l'oxydation d'une pyrite pré-existante, ainsi que l'indique la forme parfois cubique de ces trous. Les phénomènes de stratification entrecroisée sont fréquents, et particulièrement bien visibles en certains points (en particulier sur la route qui va de Gonnesa à Seddas Moddizzis, à proximité immédiate de cette dernière localité).

Les calcaires et dolomies oolithiques

La structure oolithique est toujours présente dans les calcaires et dolomies de l'anticlinal de Gonnesa, au moins au sommet des lentilles calcareo-dolomitiques. Celles-ci sont peu nombreuses (sauf tout à fait au sommet de l'étage), bien individualisées de leur environnement gréseux. La couleur de ces roches est très variable, et va du brun jaunâtre clair au gris presque noir, les roches les plus claires étant en général dolomitiques. Sauf dans ce dernier cas, où les oolithes apparaissent noirâtres sur un fond beaucoup plus clair, la structure oolithique n'est décelable macroscopiquement que grâce à l'altération superficielle des affleurements. Par contre, elle est toujours très visible en lames minces, grâce à l'orientation particulière des cristaux constitutifs des oolithes. Dans le détail on peut distinguer différents types, finalement très voisins les uns des autres :

1/ Roche jaune brunâtre claire, à oolithes bien visibles macroscopiquement, plus sombre que le reste de la roche. Les oolithes ont un diamètre de 0,5 à 1 mm environ. Le ciment est abondant, de nature dolomitique, formé de cristaux automorphes de 0,01 mm environ. Il contient peu de quartz, en petits grains xénomorphes, et quelques rares paillettes de muscovite, tordues, de 0,1 à 0,2 mm de long. Les oolithes sont constituées principalement de dolomite, à laquelle est parfois associée un peu de calcite. Un noyau quartzeux est parfois visible. Leur écorce est bordée par un fin liséré limonitique. La structure des oolithes est nettement fibro-radiée, donnant des croix noires très nettes en lumière polarisée (Photo 1). Les oolithes sont généralement peu déformées, pas brisées. La partie la plus externe de deux oolithes voisines est parfois reliée par de fins trabécules limonitiques. Des filonnets de calcite blanche, géodique, recourent l'ensemble ciment-oolithes.

2/ Roche gris foncé, sans oolithes visibles macroscopiquement. En lame mince, on note par contre de nombreuses oolithes de 0,5 - 0,7 mm de diamètre. La roche est constituée à peu près exclusivement de calcite, en cristaux très petits (quelques microns) fortement xénomorphes. La structure oolithique est beaucoup moins bien conservée que dans l'échantillon précédent, et la structure d'ensemble est compliquée par l'existence de nombreux " objets " représentant peut-être des restes d'organismes, à moins qu'il ne s'agisse tout simplement de concrétions. Ces " objets " peuvent être :

- fusiformes, constitués de très petits cristaux de calcite (dont la taille est de l'ordre du micron), avec une écorce très régulière, épaisse de 10 μ environ, et constituée de cristaux encore plus petits que ceux en constituant le centre.
- allongés, plus ou moins quadrangulaires, un peu arqués, longs de 0,7 - 0,8 mm pour une largeur environ 10 fois moindre. Les cristaux de calcite y sont soit allongés, disposés perpendiculairement à l'allongement du corps, soit formant des sortes de piliers ayant tous la même orientation optique et séparant des logettes quadrangulaires de 20 - 30 μ de côté, remplies de calcite extrêmement fine (cristaux de taille nettement inférieure au micron). La largeur de ces piliers est très variable (de 0,03 mm à quelques microns pour un même pilier). On note également la présence de nombreux gros monocristaux de calcite, parfois automorphes, le plus souvent ovoïdes, toujours bordés d'une écorce de calcite très finement cristallisée.

Les oolithes sont moins abondantes que dans l'échantillon précédent, et leur structure est différente. La disposition des cristaux de calcite y est telle qu'on n'observe jamais de croix noire en lumière polarisée. Par contre, les cristaux y sont disposés en couches concentriques, surtout vers la périphérie de l'oolithe.

Le quartz est très peu abondant, et il ne semble pas qu'il y ait d'autres minéraux détritiques.

Notons encore la présence dans cette roche de quelques joints stylolithiques, généralement associés aux " structures à piliers " citées ci-dessus (ce qui serait plutôt un

argument pour considérer ces dernières comme de simples concrétions) (Photo 2).

3/ Roche d'aspect macroscopique absolument analogue à celui de l'échantillon 2.

Au microscope, on constate toutefois un certain nombre de différences. Tout d'abord, le quartz est ici très abondant. Son abondance varie assez fortement d'un point à l'autre d'une lame mince. Les différents lits plus ou moins quartzeux sont interstratifiés, parallèles à l'allongement des paillettes de muscovite, abondantes elles aussi.

Les oolithes se différencient mal du ciment, aucune structure concentrique n'étant visible, et la taille des grains de carbonates les constituant étant identiques à celle des cristaux du ciment.

Toutes les lentilles de calcaire de cette zone contiennent de nombreux Archaeocyathidés (F. DEBRENNE, 1964).

La bordure Sud de l'Anticlinal de Genna Bogai

La lithologie est pratiquement la même que dans l'anticlinal de Gonnese-Funtana Perda, à ceci près que les grosses lentilles calcaires, cartographiables au 1/25.000 sont ici à peu près inexistantes (Fig. 6). La " zone des alternances " calcaréo-gréseuses est par contre très bien développée, ainsi que le montre la coupe détaillée de la crête de Pitzu Luas (Fig. 7). Dans cette " zone des alternances ", on rencontre tous les termes intermédiaires possibles, pétrographiquement parlant, entre les grès et les calcaires et dolomies. Les grès de la base de la coupe sont verdâtres, avec parfois des cavités de quelques millimètres, irrégulières, remplies de limonite. Peut-être ces cavités correspondent-elles à des débris organiques dissous. En effet, j'ai pu observer une fois, au point de coordonnées 325 MS 546 528, la présence dans une telle roche d'organismes fusiformes, longs d'environ 1 cm, à section circulaire ou elliptique (Photo 3). Sans doute s'agit-il d'organismes voisins des Tentaculites de la Montagne Noire, voire même identiques.

Dans la " zone des alternances ", les bancs gréseux sont de trois types : on a, soit des grès compacts, limonitiques, soit des grès psamitiques se débitant en plaquettes et affleurant mal, soit des grès calcaireux.

Les grès limonitiques

Ils sont de couleur rougeâtre, ou jaune brunâtre, piquetés de trous remplis de limonite, à bord déchiquetés, allongés suivant la stratification.

Ils sont constitués essentiellement de quartz. Celui-ci se présente en grains de 0,04 à 0,1 mm, isométriques, parfois aplatis selon la stratification, et toujours assez nettement engrenés. La stratification est marquée par de nombreuses paillettes de muscovite flottée, à bords déchiquetés, tordues entre les grains de quartz (Photo 4).

Les minéraux accessoires sont représentés par le plagioclase (andésine acide-oligoclase basique), toujours très frais, la tourmaline (bleue ou verte, très polychroïque), et l'apatite. On note également de nombreux minéraux opaques, correspondant à la présence de limonite, parfois disposée ici encore dans des cavités cubiques représentant très probablement des box works de pyrite. On y trouve quelques rares empreintes d'organismes, mal conservées et indéterminables. Je citerai ainsi une empreinte ovale, de 2 cm environ de long pour 1 cm de large, divisée longitudinalement par une crête séparant deux sillons parfaitement symétriques, dont la profondeur est de quelques millimètres (Photo 5).

Ils contiennent également des objets énigmatiques que je rattacherai aux Problematica du Précambrien III de Mauritanie (P. HUPE, 1952). Contrairement aux Problematica africains, ceux que j'ai pu recueillir sont tous identiques, seule leur taille étant sujette à des variations. Tous se présentent sous forme de tuyaux à sections elliptiques (Photo 6). Les axes de telles sections ont, comme dimension maximale, respectivement 2 et 4 centimètres. Ces dimensions peuvent descendre jusqu'à environ 1 et 2 cm. Il ne semble pas qu'il y en ait de plus petits, et en tous cas le rapport grand axe sur petit axe se maintient voisin de 2. Les échantillons les plus longs ont une vingtaine de centimètres, mais leur taille exacte reste inconnue, puisque tous les échantillons que j'ai

pu récolter sont brisés aux deux extrémités. Tous sont rectilignes, sans ramifications. La surface convexe des échantillons, orientée vers le bas des dalles (et qui ne serait par conséquent, comme le fait remarquer P. HUPE, qu'une contre-empreinte d'une structure concave) porte de fines stries parfois un peu obliques sur l'axe longitudinal, régulièrement espacées de 1-2 mm. Sur la même dalle, plusieurs Problematica peuvent être enchevêtrés, sans jamais s'interpénétrer, semble-t-il. La surface de ces sortes de tuyaux n'est jamais séparée de la roche par une matière de composition différente du grès qui constitue la roche et les Problematica, de telle sorte que leur présence n'est visible que par leurs empreintes ou contre-empreintes, rien ne trahissant leur existence sur une simple section ou cassure d'une dalle.

Pour ce qui est de l'interprétation de ces Problematica, je me rallierai à la théorie exposée par P. HUPE, en les considérant non comme des restes d'organismes, mais comme des figures sédimentaires dues à la fossilisation de boudins de boue.

Les grès psamitiques

Ils ne diffèrent des précédents que par la plus grande quantité de mica flotté qu'ils renferment.

Les grès calcaireux

Ceux-ci sont nettement moins abondants que les deux autres types de grès, et liés impérativement à la " zone des alternances ".

Le constituant principal reste le quartz, en grains de 0,1 à 0,04 mm de diamètre. Plusieurs grains sont en général agglomérés, maintenus ensemble par du quartz de néoformation, ainsi que le montre l'étude de ces quartz dégagés des carbonates par dissolution de fragments de roches dans l'acide acétique dilué. Plagioclase et muscovite sont représentés comme dans les cas précédents. Le caractère le plus remarquable de ces roches est la présence de calcite en quantité notable, répartie irrégulièrement dans la masse de la roche en amas de cristaux xénomorphes de quelques dizaines de microns. Macroscopiquement, ces grès calcaireux sont des roches compactes, gris foncé, avec de nombreuses trainées irrégulières noirâtres, correspondant aux

zones les plus riches en carbonates.

Les dolomies

Les lentilles dolomitiques, particulièrement nombreuses dans cette zone, sont généralement oolithiques, au moins au sommet des lentilles.

Près du contact avec les roches de l'étage du Calcaire Métallifère, on a parfois de petits bancs d'une dolomie grisâtre, à grains très fins (à peine égal au micron), et particulièrement durs. Puis les lentilles deviennent plus puissantes, et apparaissent les oolithes. La caractéristique principale de telles dolomies oolithiques est l'abondance du ciment quartzeux, composé de grains isométriques de 0,005 à 0,02 mm de diamètre, plus ou moins abondant suivant les lits considérés, mais toujours bien développé. Peut être est-ce la présence de quartz en grains de dimension inférieure au pouvoir séparateur du microscope, et masqué par le fait que plusieurs cristaux peuvent être empilés, étant donné leur très faible dimension (et de ce fait non visible du milieu des carbonates), qui confère sa dureté à la dolomie à grain fin dont il a été question ci-dessus, et qui, parfois, raye le marteau. Dans le ciment des dolomies oolithiques, outre le quartz, on trouve tous les minéraux constitutifs des grès et notamment du plagioclase (andésine acide), un peu de muscovite flottée, en lamelles très allongées, et plus rarement du feldspath potassique, de la tourmaline verte, de l'apatite, soit très exactement la paragenèse des grès.

Les oolithes, parfois aplaties selon la stratification, ont un diamètre atteignant 1,5 à 2 mm. Leur noyau est quartzeux ou calcitique. L'enveloppe est formée de cristaux de dolomie très fins (quelques microns) souvent xénomorphes. Les cristaux constitutifs des zones les plus profondes sont disposés en désordre, alors que ceux des zones plus périphériques donnent lieu à l'apparition d'une croix noire en lumière polarisée. Les couches concentriques des cristaux de l'enveloppe sont soulignées par l'existence de liserés de limonite.

Les oolithes, lorsqu'elles sont coalescentes, s'impressionnent mutuellement.

Les calcaires rouges à Archaeocyathidés

Il existe enfin quelques rares lentilles calcaires, ou plutôt calcschisteuses, rouges, généralement pétries de thèques d'Archaeocyathus, comme par exemple la lentille affleurant à San Pietro, à côté de la source. Les nodules calcaires, contenant la faune, sont emballés dans une matrice schisteuse rouge. La recristallisation est intense. Les Archaeocyathidés, bien qu'abondants, ne sont visibles, de ce fait, que sur les surfaces altérées. De telles lentilles de calcschistes rouges sont toujours fossilifères.

Autre groupes d'affleurement des grès (Canal Grande, Monte Gloria).

Je ne reprendrai pas la description détaillée des roches de ces zones, qui ne serait qu'une fastidieuse répétition de ce que j'ai exposé ci-dessus, les types lithologiques étant identiques. La seule différence est le plus grand développement que prend ici la zone des alternances, dont la puissance dépasse 2-300 mètres.

2-1-1-3 - LE GROUPE DU CALCAIRE METALLIFERE

C'est dans cet étage que sont encaissées à peu près toutes les minéralisations exploitées de l'Iglesiente, et en tous cas tous les amas représentant quelque importance économique.

Il fait immédiatement suite à la " zone des alternances " décrites ci-dessus à propos de l'étage des grès.

La dolomie rayée

A la base de l'étage du Calcaire Métallifère se trouve très régulièrement un banc dolomitique, la " dolomia rigata " (dolomie rayée) des auteurs de langue italienne. C'est une roche très compacte, massive, de couleur gris clair, souvent un peu brunâtre aux affleurements. Cette roche donne, dans la morphologie du terrain, des plateaux à relief calme, recouverts de pierres volantes, et se terminant par des pentes très raides, arides, recouvertes elles aussi de pierriers et de blocs. Les affleurements n'ont jamais le faciès ruiniforme. Le nom de " dolomie rayée " qui a été attribué à cette roche rend compte du fait que très souvent, bien que ce caractère ne soit pas constant, cette dolomie présente en affleurements des sortes de rayures, des lits clairs alternant avec des lits sombres, chaque lit ayant une puissance variant de quelques millimètres à 1-2 cm, et les lits clairs étant toujours plus puissants que les lits sombres. Notons qu'il ne s'agit pas à proprement parler, d'un litage de la roche, car si, généralement, ces rayures semblent bien parallèles à la stratification, il existe quelques cas rares où elles sont manifestement discordantes. (ceci étant particulièrement net en certains points de la crête de Pitzu Luas, à proximité immédiate du contact dolomie-zone des alternances).

Le faciès " dolomie rayée " n'est visible que sur un affleurement un peu patiné, car il s'agit d'un phénomène superficiel dans la plupart des cas. En cassant les blocs on s'aperçoit que le centre de ceux-ci est parfaitement homogène, ne montrant aucune traces de rayures. Le microscope permet d'éclairer ce problème des rayures. Le

grain de la roche est toujours très fin, la taille des grains de dolomite variant de 1-2 à une dizaine de μ , et la dolomie rayée se révèle constituée d'un empilement de petits lits de dolomie très fine alternant avec des lits à granulométrie plus grossière, la périodicité de la variation de granulométrie pour un échantillon donné correspond à celle des différences de couleur pouvant y être notées (Photo 7). Le passage d'un lit fin à un lit grossier est toujours brutal, et dans le plan de discontinuité granulométrique on note alors des alignements de minéraux opaques. Inversement le passage d'un lit grossier à un autre plus fin se fait parfois d'une façon progressive.

Dans le cas où les échantillons étudiés se révèlent homogènes, sans rayures apparentes à l'oeil nu, la structure est alors grumeleuse. Peut-être alors l'aspect "dolomie rayée" correspond-il à une légère recristallisation de la dolomie, se faisant généralement le long des plans de stratification, mais pouvant utiliser aussi d'autres directions de diaclases, ce qui expliquerait que les rayures ne coïncident pas toujours avec la direction des bancs. Il y a toujours une certaine quantité de quartz, en grains xénomorphes, de taille plus ou moins égale à celle des cristaux de dolomite de l'échantillon considéré. Ceux-ci sont, soit répartis de-ci de-là dans la roche, soit groupés en filonnets ou en nodules. Il est fort probable, dans le premier cas, qu'il s'agisse de quartz d'origine détritique.

Parfois, à certains niveaux, il apparaît des silex dans la dolomie. Ceux-ci sont disposés suivant la stratification, en alignements très réguliers d'amandes dont l'épaisseur ne dépasse jamais 1-1,5 cm, leur longueur pouvant être de 3-4 cm. D'autres fois, le silex forme une véritable couche, interstratifiée dans la dolomie et atteignant une extension latérale de 50 cm ou plus. Dans tous les cas, il s'agit de concrétions de calcédonite. Ces bancs à silex ont une épaisseur de l'ordre d'une dizaine de mètres, une extension latérale assez réduite (100-200 mètres) et ne semblent absolument pas caractéristiques d'un niveau stratigraphique bien défini.

Toujours de minces filonnets de calcite blanche recoupent la roche.

Le Calcaire Métallifère

Au sommet de la dolomie rayée apparaît le Calcaire Métallifère proprement dit. La

zone de transition, interstratifiée, ne dépasse pas une puissance de quelques mètres.

La couleur de ce calcaire est variable, et s'étend du blanc pur au gris noirâtre. Le plus souvent, il est gris moyen, blanchâtre en affleurements. Les variations de coloration sont parfois liées à la stratification, mais l'extension latérale du phénomène reste insuffisante pour qu'un niveau d'une couleur donnée puisse, à l'intérieur d'une masse calcaire importante, servir de repère stratigraphique.

Ce calcaire est toujours très compact, et la stratification n'y est à peu près jamais nette, et parfois même il est impossible de la reconnaître. On ne la voit avec certitude que dans les rares cas où la masse calcaire renferme des lentilles schisteuses (comme par exemple à Monteponi), ou bien là où il existe des joints schisteux (sa Modizzera), annonçant le dernier terme de cet étage, les calcschistes.

Comme on doit évidemment s'y attendre les phénomènes karstiques prennent dans le Calcaire Métallifère une grande ampleur. Ils sont d'autant mieux connus que les niveaux superficiels des exploitations minières implantées dans ce calcaire rencontrent souvent des cavités karstiques ne communiquant pas naturellement avec l'extérieur. Le type morphologique d'affleurements du calcaire métallifère est le lapiez, qui présente différentes formes. Sur les pentes et les crêtes la roche est à nue, en lapiez à chenaux séparés par des crêtes tranchantes. Sur les surfaces des plateaux le lapiez est virtuel, enfouis sous les terres argileuses rouges. Quelquefois, de petits travaux miniers pour barytine ou plomb sont implantés sur ces terres rouges, et à la faveur de telles carrières on voit alors émerger des terres des aiguilles calcaires intactes pouvant atteindre une hauteur de plusieurs mètres.

Quant aux grottes, ainsi qu'il est général pour toutes les cavités karstiques, elles sont localisées très généralement sur les failles, ou sur les contacts du calcaire avec une autre roche, ou tout simplement allongées suivant les directions des diaclases du calcaire. Un certain nombre de ces grottes sera décrit à propos de la géologie de la mine de San Giovanni.

Du Calcaire Metallifère, le microscope ne montre que peu de choses étant donné la finesse extrême du grain de la roche qui ne dépasse guère le micron. Le constituant fondamental est évidemment la calcite. La structure est le plus souvent grumeleuse. Les phénomènes de recristallisations sont assez importants, et donnent soit des filonnets de calcite en cristaux automorphes, blancs macroscopiquement, soit des groupements de gros cristaux (Photo 8). Le quartz d'origine détritique certaine est rare, bien que dans l'ensemble ce minéral soit relativement abondant en grains, automorphes ou non, très fins (de l'ordre du μ).

Parfois, à proximité des failles, ce calcaire se charge en limonite, des fragments non modifiés de calcaire se trouvant mélangés à des éléments rougeâtres ferrugineux.

Pas plus que dans la dolomie rayée, on n'a pas trouvé de fossiles dans le Calcaire Metallifère.

La Dolomie jaune

A l'intérieur de la masse calcaire s'individualisent parfois des lentilles ou des bancs dolomitiques dont les caractères sont profondément différents de ceux des bancs de dolomie rayée.

En affleurement, cette roche est toujours jaune ou ocre. Le grain est plus gros que celui de la dolomie rayée et atteint couramment, voire dépasse, le millimètre. Ceci fait que la cassure de la roche est différente, soit finement grenue, soit spathique. Si le grain est fin, il est parfois difficile de distinguer cette dolomie jaune de la dolomie rayée. Le contact avec le calcaire est toujours net et franc. Il est en général souligné, à l'intérieur de l'amas dolomitique, par un liseré de puissance centimétrique, plus foncé que n'est en général la dolomie jaune, et correspondant certainement à une zone plus ankéritique.

Il convient de noter que lorsque des travaux miniers rencontrent en profondeur cette dolomie, elle n'est jamais, ou presque jamais, jaune (si ce n'est le long de fractures) mais bien grise ou blanchâtre, comme la dolomie rayée. Au bout de quelques mois,

elle prend la teinte jaune qu'on lui connaît en surface. Il faut donc voir dans cette coloration le résultat de l'oxydation superficielle, agissant sur une dolomie ferrière.

La dolomie jaune se présente en amas irréguliers, de dimension fort variable, pouvant aller de celle de boules de quelques centimètres de diamètre à celle de bancs de plusieurs dizaines de mètres de puissance et de quelques centaines de mètres de long. Contrairement à la dolomie rayée, la dolomie jaune n'est pas toujours interstratifiée. Si elle semble parfois être sans aucune liaison avec les directions de fissuration du calcaire qui la contient, elle est généralement liée aux diaclases de ce calcaire, les amas dolomitiques étant allongés préférentiellement selon ces directions. La direction du joint de stratification est la plus souvent utilisée par la dolomie jaune.

Au microscope, on peut noter la grande régularité du grain de la roche, constituée de cristaux automorphes de dolomite. Le quartz y est exceptionnel et se présente le plus souvent sous forme de filonnets, de même que la calcite. Les grains de quartz isolés montrent nettement des traces de recristallisation : à l'intérieur de presque tous les grains (automorphes), il y a de fines inclusions de carbonate alignées, dessinant le contour d'un cristal plus petit, de même orientation cristallographique.

Le simple fait que cette dolomie ne soit pas toujours interstratifiée, mais se mette en place en utilisant les mêmes directions que la fracturation, me conduira à lui attribuer une origine épigénétique.

La dolomie géodique

Troisième et dernier type de dolomie de l'Iglesiente, la dolomie géodique se rencontre exclusivement dans les zones présentant des minéralisations, et à condition qu'il existe également un autre type de dolomie, rayée ou jaune, la dolomie jaune étant la plus favorable à l'existence de la dolomie géodique.

Cette dolomie est blanche, parfois un peu rosée en profondeur. Sur les affleurements, elle est jaune-brunâtre, et sa couleur est alors très voisine de celle de la dolomie jaune se trouvant dans les mêmes conditions de gisement.

Je regrouperai ici, sous cette appellation, des roches différentes quant à leur aspect, mais ayant toutes en commun le fait d'être géodiques et de présenter une série continue de faciès faisant transition entre deux types extrêmes.

Il apparait tout d'abord dans la dolomie jaune des géodes globuleuses, ou à formes compliquées, dont la dimension peut atteindre quelques millimètres. Ces géodes sont tapissées de cristaux automorphes blancs de dolomite, dont la taille est inférieure, ou au plus égale, à un millimètre. Ces cristaux sont implantés sur une mince couche de dolomite, blanche elle aussi, constituant les parois de la géode. Plusieurs de ces géodes peuvent devenir coalescentes. Dans ce cas, on note alors que la plus grande dimension de la géode ainsi formée n'est pas quelconque, mais que toutes les géodes d'un même échantillon sont semblablement orientées. Diverses géodes peuvent d'ailleurs être réunies entre elles par des prolongements de leur zone corticale qui traversent la dolomie jaune. En d'autres termes, la structure de la géode subsiste sur une certaine longueur, sans que le vide central en soit conservé. Le vide central peut acquérir une continuité plus grande, et alors seuls subsistent quelques " piliers " perpendiculaires à l'allongement général de la géode, résidu des trabécules dolomitiques unissant plusieurs géodes. Ainsi, on arrive au type le plus remarquable de dolomie géodique, constitué de géodes très plates (de 1 à 5 mm environ) et très allongées (jusqu'à une vingtaine de centimètres). Celles-ci ne sont jamais isolées, mais toujours groupées, une dizaine ou plus de géodes étant ainsi empilées (Photo 9), séparées par de minces septa formés uniquement par les parois de deux géodes contiguës; ou comportant en plus des résidus de dolomie jaune dans leur centre. Dans le cas de géodes jointives, il existe parfois un très fin liseré noir situé au centre du septum. Le microscope montre qu'il s'agit tout simplement de très fin cristaux de pyrite.

L'orientation de telles géodes varie, en direction et pendage, d'un groupe de géodes à l'autre voisin. Toutefois, une série de mesures de tels directions et pendages fait apparaître qu'ils sont identiques à ceux des diaclases de la roche encaissante. Il ne semble pas, par contre, qu'il y ait de liaison entre la dolomie géodique et les failles, que ce soit du point de vue de la direction ou de celle de la localisation de cette dolomie, comme cela se passe à Touissit (Maroc) où il existe une dolomie analogue (" dolomie à géodes litées " de P. SAMSON). Le seul point où je la connais liée à une faille

est au niveau - 150 de la mine de San Giovanni (contact de la Massa Idina et de la faille de Sant' Antonio). Il n'en reste pas moins que l'origine de ce faciès dolomitique doit très certainement être cherchée dans la recristallisation de la dolomie jaune du fait de la liaison diaclases-direction des géodes, et aussi, puisqu'on peut suivre les différentes étapes de cette recristallisation, depuis les petites géodes isolées noyées dans la dolomie jaune typique jusqu'au groupement de géodes de grande taille, dont la dolomie jaune est exclue. La dolomie géodique est donc plus récente encore que la dolomie jaune.

Bien que du fait qu'elle soit toujours associée à des minéralisations, on puisse raisonnablement penser qu'il existe une relation de cause à effet entre dolomie géodique et sulfures, cette dolomie est toujours stérile.

Les calcschistes

Ils constituent le sommet de l'étage du Calcaire Métallifère, et constituent un faciès de transition entre celui-ci et les schistes cambriens qui lui font immédiatement suite.

Leur puissance est toujours faible, atteignant au maximum une cinquantaine de mètres, et leur présence n'est pas constante bien qu'elle soit fréquente. Lorsqu'ils existent, il n'y en a pas moins de dix mètres.

Ce sont des roches grisâtres, constituées d'amandes de calcaire gris de 2-3 centimètres de long, séparées par des septa très fins de matière schisteuse d'une épaisseur de 1/20 de millimètre environ.

La partie carbonatée de cette roche est très différente du Calcaire Métallifère proprement dit. Au microscope, on peut y reconnaître, malgré une recristallisation assez poussée, d'innombrables débris organiques parfaitement reconnaissables (Photo 10).

Une observation attentive à l'oeil nu ou à la loupe permet parfois d'y distinguer quelques minuscules cubes de pyrite, plus rarement de galène.

A l'inverse du Calcaire Métallifère, ils ne présentent jamais de phénomènes de dolomitisation.

Les calcschistes ont parfois été interprétés comme représentant tout simplement un faciès particulier du Calcaire Métallifère, laminé mécaniquement. Cette hypothèse me paraît difficilement soutenable. On voit mal en effet comment une telle roche laminée contiendrait encore des débris de fossiles, alors que la roche non laminée en serait absolument dépourvue. Ce calcaire normal, d'autre part, ne contient pas de minéraux phylliteux, et une simple action mécanique en l'absence des composants chimiques nécessaires, et notamment en l'absence d'alumine, serait bien incapable d'en faire apparaître. Il est beaucoup plus satisfaisant d'interpréter cet horizon comme un banal faciès de transition entre les sédiments carbonatés décrits ci-dessus et les schistes qui leur font suite.

Que des décollements d'origine tectonique se soient produits au niveau des calcschistes durant les phases de plissements subies par cette série est une chose fort probable, étant donné les différences de compétence et de " style " tectonique existant entre les calcaires et les schistes. Mais ces décollements, s'ils ont pu affecter l'allure de la roche, restent absolument étrangers à sa genèse. Il convient d'autre part de signaler, à l'appui d'une explication d'ordre sédimentaire des calcschistes, l'existence d'alternances calcaire-calcschistes-schistes fort compliquées à s' Ega s' Acqua, montrant si besoin est que la sédimentation schisteuse ne s'est pas établie brutalement, mais avec de nombreuses récurrences. (C'est du reste dans cette même zone que se rencontre, sur une grande épaisseur, un Calcaire Métallifère à joints schisteux).

2-1-1-4 - LES SCHISTES

Dernier terme de la série cambrienne, ils font suite immédiatement aux calcschistes.

Au-dessus de ces derniers, on trouve tout d'abord une vingtaine de mètres de schistes rouges violacés, parfois fossilifères (gisement de Trilobites de Cabitza). Puis apparaissent des alternances de bancs schisteux rouges et verts ("schistes versicolores"), et enfin des schistes à peu près exclusivement verts. Seule la zone où alternent schistes rouges et verts permet d'avoir une idée de l'orientation des bancs. On a en effet une schistosité transversale bien développée qui masque la stratification.

Ces schistes comportent de nombreux plissements, très serrés et à faible rayon de courbure. Ceci semble caractéristique des schistes cambriens dans la zone étudiée, car on ne retrouve pratiquement jamais ce phénomène dans les schistes siluriens certains, datés par des fossiles. Autre caractère remarquable des schistes cambriens : l'abondance des quartz d'exsudation. Ceux-ci présentent différentes manières d'être. La plus fréquente est le gisement interstratifié, le banc de quartz toujours de faible puissance (quelques centimètres) suivant fidèlement la forme des plis en s'épaississant notablement dans la tête de ceux-ci. Mais on peut aussi rencontrer de tels quartz dans n'importe quelle diacalse ou fissure de la roche. D'autre part, plus la roche est plissée et fracturée (au voisinage immédiat de failles, par exemple), plus le quartz d'exsudation est abondant. Au microscope, aucune différence n'apparaît entre schistes rouges et schistes verts. Les deux sont constitués de grains de quartz arrondis, très fins (quelques microns), emballés dans un ciment phylliteux abondant, où dominent la muscovite et la séricite. La biotite y est rare, toujours profondément altérée en chlorite. Le ciment contient en outre, (dans le cas des schistes rouges), une forte proportion de limonite.

Le microscope permet en outre de distinguer nettement deux directions préférentielles de la muscovite, correspondant l'une au plan de stratification, l'autre au plan de schistosité (Photo 11). La puissance de l'ensemble de l'étage ne semble pas dépasser la centaine de mètres.

2-1-1-5 - AGE DES FORMATIONS CAMBRIENNES SARDES

Il est maintenant admis par tous les stratigraphes que les Archaeocythidés sont localisés exclusivement dans les terrains d'âge géorgien. C'est donc tout naturellement dans cet étage que viennent se placer les grès et la " zone des alternances ", qui renferment de telles faunes, particulièrement riches et abondantes en Sardaigne, ainsi que l'a montré F. DEBRENNE (1965). Ceci s'accomode fort bien de la présence de Trilobites appartenant au genre Olenopsis, réputé caractéristique du Géorgien supérieur, présents eux aussi dans cet étage.

L'âge du Calcaire Métallifère demeure quelque peu imprécis, par suite du manque absolu de fossiles dans cet étage.

La faune de la base des schistes (schistes versicolores), étant caractérisée essentiellement par la présence de Paradoxides mediterraneus, les schistes versicolores se voient ainsi attribuer un âge Acadien moyen. Le Calcaire Métallifère représenterait alors vraisemblablement l'Acadien inférieur, peut-être également le sommet du Géorgien.

La partie tout à fait supérieure des schistes a livré quelques échantillons de Graptolites du genre Dictyonenna (M. TARICCO, 1920), caractéristiques du Tremadocien. Aucun fossile potsdamien n'est connu en Sardaigne, mais il faut bien admettre l'existence de cet étage, aucun arrêt de sédimentation n'étant décelable dans les schistes entre la zone à Paradoxides et celle à Dictyonenna.

L'accord semblant enfin réalisé entre paléontologistes sur la signification des fossiles cités ci-dessus, le sens réel de la série cambrienne sarde ne pose donc plus de problème, les arguments d'ordre paléontologique confirmant ceux d'ordre lithologique déjà cités ci-dessus (présence de stratification entrecroisées dans les grès, d'où possibilité d'orienter le bas de la série, compositions du conglomérat de base ordovicien).

A ceci vient s'ajouter un fait nouveau, constituant une preuve irréfutable en faveur de cet ordre de dépôt des sédiments cambriens. En 1965, la Société Monteponi-Monteverchio implantait un sondage profond à Cabitza, avec pour objet de reconnaître les formations situées sous les schistes (A. MARCELLO, I SALVADORI, P. SUFFARDI, 1965). Ce sondage, à quelque 750 mètres sous la surface topographique, devait toucher le Calcaire Métallifère.

La série ainsi orientée présente d'ailleurs de remarquables analogies avec le Cambrien d'autres provinces méditerranéennes où celui-ci est mieux connu car plus fossilifère, ou mieux prospecté au point de vue des faunes qui s'y trouvent. Si les puissances des différents étages sont parfois fort différentes, il n'en reste pas moins qu'en Montagne Noire comme au Maroc ou en Espagne, la série cambrienne, qui débute par des grès, se poursuit ensuite par des calcaires et dolomies, puis par des schistes.

L'analogie est particulièrement frappante avec la Montagne Noire, où l'on peut établir les correspondances avec la Sardaigne de la façon suivante (de bas en haut) :

<u>Sardaigne</u>	<u>Montagne Noire</u>
Grès inférieurs	Grès de Marcory
Grès limonitiques et zone des alternances	Grès de Pardailhan
Calcaire métallifère	Calcaire à Archaeocyathidés
Calcschistes	Alternances schistes calcaire et calcschistes
Schistes	Schistes et grès de Barroubio

Il ne semble pas que l'équivalent pétrographique des grès de Barroubio se soient jamais déposés en Sardaigne, car alors, en admettant qu'ils aient été entièrement érodés, on en retrouverait des fragments dans le conglomérat de base Ordovicien.

2-1-2 L'ORDOVICIEN

La coupe la plus complète et la plus compliquée de l'Ordovicien est donnée par les terrains situés à proximité de la côte, entre Nebida et Monte Scorra.

Cet étage y débute par un puissant conglomérat de base, nettement discordant sur les schistes cambriens. Ceci est particulièrement bien visible sur la route reliant Masua à Funtanamare, au point de coordonnées 32 SMJ 519 510 (Photo 12), où, par chance, les schistes cambriens présentent le faciès versicolore. Le conglomérat est constitué d'une matrice schisteuse rouge englobant de nombreux fragments de roches cambriennes. La nature de ces dernières varie d'un point à l'autre, mais en un point donné il domine toujours nettement un type de roches. A la limite, on a même parfois un conglomérat monogénique.

Toutes les roches du Cambrien peuvent être remaniées, mais les schistes ont fourni la majeure partie des éléments du conglomérat. Ceux-ci, aplatis, déchiquetés, proviennent de toute évidence du démantèlement d'affleurements proches, car ils sont peu roulés. (D'ailleurs un long transport aurait détruit de tels éléments schisteux particulièrement tendres. Sans doute le ciment du conglomérat tire-t-il son origine de tels blocs détruits).

Les galets de calcaires sont moins fréquents, mais donnent, eux, de véritables conglomérats monogéniques. Leur apparition dans le conglomérat est assez brutale, et, en quelques mètres, on passe à un ensemble de galets calcaires presque jointifs, séparés par de minces septa schisteux : ce sont les îlots de " calcaire cambrien " cartographiés par Novarese à l'Est de Campu mari. Les galets de calcaires sont de taille très variable, allant de 3-4 centimètres dans leur plus grande dimension à 1 mètre, voire plus. Les galets ne dépassant pas une cinquantaine de centimètres sont toujours très

fortement aplatis. De même ils sont toujours très roulés. Là où ce conglomérat calcaire a une certaine importance, on remarque assez fréquemment des galets contenant quelques mouches de galène. Les diaclases éventuelles de ces mêmes galets sont recouverts de dendrites d'oxyde de manganèse. Je reviendrai plus loin sur la signification possible de la présence de galets minéralisés à l'intérieur du conglomérat silurien.

Dans les premiers mètres du conglomérat, on note la présence d'énormes blocs d'une dolomie présentant le faciès habituel de la dolomie géodique. Ces blocs, dont le volume peut atteindre plusieurs mètres cube, sont fortement silicifiés, parcourus en tous sens par de nombreuses veinules de quartz. Mais le caractère le plus remarquable de cette dolomie est qu'elle renferme de nombreux éléments schisteux, sans orientation préférentielle bien nette. Les morceaux de schistes pénétrant nettement dans la masse de la dolomie, l'hypothèse d'une simple juxtaposition schiste-dolomie doit être exclue d'emblée. Il ne reste alors qu'une solution envisageable, les morceaux de schiste inclus dans la dolomie géodique ayant très exactement la même forme et la même dimension que les morceaux voisins, j'en conclurai au développement " in situ " de la dolomie. Localement, le conglomérat contient des galets de quartz blanc, saccharoïde, plus ou moins cubiques ou parallélépipédiques, à angles émoussés, contenant de l'oligiste en veinules ou mouches. Leur quantité étant parfois assez considérable, il se pose le problème de leur origine, aucune roche plus ancienne que le conglomérat ne contenant de tels morceaux de quartz, si ce n'est les schistes cambriens, riches en quartz d'exsudation.

Enfin, partout dans la masse du conglomérat, il y a de très nombreux galets limonitiques, de la taille et de la forme d'une dragée, ou plus petits.

Je n'ai jamais rencontré de galets de dolomie (en dehors de la dolomie géodique dont j'exclue l'origine détritique). Les galets de grès sont parfois présents, mais demeurent très rares.

Il n'y a pas de relation entre la hauteur stratigraphique dans le conglomérat d'un échantillon donné et sa granulométrie. Non seulement celle-ci évolue par pulsation irrégulière, d'un banc à l'autre, soit dans le sens de l'augmentation de la taille des éléments

figurés soit dans le sens de la diminution, mais on peut également noter des passages latéraux de faciès s'accompagnant d'un changement considérable dans la granulométrie. Ce phénomène ne revêt parfois qu'une importance très locale : c'est ainsi que sur le talus de la route Funtanamare-Nebida, au point de coordonnées 32 SMJ 514 510, on peut voir, à l'intérieur d'un banc dont les éléments sont de taille centimétrique, une passée de grès grossier dont la granulométrie des éléments ne dépasse pas 3-4 mm, passée longue de 2-3 mètres pour une puissance de 50 cm environ, et s'effilochant aux deux extrémités dans la masse du conglomérat.

L'ensemble est recoupé de filonnets de quartz ou de barytine. Les filons de barytine, exceptionnels, se rencontrent plus particulièrement dans la zone de la discordance vers Nebida. Ces filons, de puissance variant rapidement le long d'un même plan, (4-5 cm de puissance au maximum) sont constitués exclusivement de barytine en tablettes, de couleur rosée en affleurements. Leurs sont associées des poches de barytine présentant le même faciès, entre les éléments figurés du conglomérat, sur lesquels elles se moulent. Il ne s'agit donc pas de barytine d'origine détritique mais bien de barytine cristallisée in situ, en liaison étroite avec l'existence des filons voisins. Les filons de quartz, un peu plus puissants (jusqu'à 15-20 cm) ont une extension géographique beaucoup plus grande puisqu'ils intéressent à peu près toute l'étendue du conglomérat. Comme les galets de quartz, ils présentent fréquemment des filonnets ou des mouches d'oligiste. Alors que tous les filons de barytine que j'ai pu observer sont discordants, les filons de quartz sont assez souvent concordants avec la stratification ou présentent des ramifications concordantes.

Au sommet du conglomérat, les éléments figurés deviennent plus rares et plus petits, et ainsi on passe progressivement à la série schisto-gréseuse ordovicienne normale. Alors que le conglomérat est de couleur rouge, ces roches sont gris-vert. Le faciès versicolore existe, mais semble moins fréquent que dans les schistes cambriens. On le rencontre à peu près uniquement sur la bordure Est de la vallée qui, d'Iglesias, mène vers Gonnessa, et à Nanni Frau, dans la région de Buggerru. Sur le terrain il est très difficile de distinguer les schistes siluriens de ceux cambriens. En l'absence de fossiles, ce qui malheureusement est le cas très général, il semble que les meilleurs critères soient : la rareté du faciès versicolore, l'absence quasi générale de quartz

d'exsudation et de microplissement, l'existence de passées gréseuses interstratifiées. Au microscope même, leur aspect est pratiquement identique à celui des schistes du Cambrien, si ce n'est que les grains de quartz sont en grosse majorité à extinction roulante.

Les passées gréseuses, fréquentes, ont par contre un aspect fort différent des grès cambriens (avec lesquels, d'ailleurs, aucune confusion n'est possible sur le terrain, étant donné qu'ils sont intercalés dans une série essentiellement schisteuse, contrairement aux grès du Géorgien). Les grains de quartz ont des formes extrêmement capricieuses, et sont à extinction roulante (Photo 13). La granulométrie est très irrégulière, sans que les éléments figurés dépassent un diamètre d'un millimètre. Le ciment est abondant, et constitué de quartz et de phyllites (chlorite et muscovite). Comme minéraux accessoires, on rencontre, outre des minéraux opaques, de la muscovite, du plagioclase très frais (oligoclase) et de l'épidote.

Signalons aussi la présence, en certains points de l'Ordovicien de " Conglomérat barytique ", dans lequel des amandes de barytine sont emballées dans une matrice schisteuse rouge. Ces conglomérats contiennent très souvent des sulfures (galène et pyrite en particulier). Je reviendrai plus longuement sur ce " conglomérat barytique " lors de l'étude de la mine d'Arenas. Outre ces roches d'origine détritique, l'Ordovicien contient en outre de rares lentilles de calcaire à Encrines. Dans le secteur étudié, il n'y en a que deux, situées à Funtanamare. Ces lentilles ont une longueur de 10 mètres environ, pour une puissance de 1-2 mètres. Elles sont constituées par un calcaire gris très clair, à nombreux joints limonitiques. Un seul point est fossilifère, mais alors le calcaire est pétri d'articles de tiges d'Encrines. Le grain de la roche est très fin (quelques microns), mais les phénomènes de recristallisation y font apparaître parfois de gros cristaux de calcite, pouvant atteindre le millimètre, Le quartz est rare, en grains de 0,01-0,02 mm. Son origine est très certainement détritique. Enfin, on y note des fantômes de cristaux de pyrite, entièrement limonitisés, et probablement responsables de la limonitisation des diaclases de la roche.

Certaines masses calcaires importantes, comme celle de Monte Gennargentu (à pro-

ximité de la mine de Candiazzus) ont parfois été attribuées à l'Ordovicien (S. PRETTI, I. SALVADORI, 1965). Mais ces calcaires ayant très exactement les mêmes caractères pétrographiques que le Calcaire Métallifère certain, et aucune preuve absolue de l'âge ordovicien de cette roche n'ayant jusqu'à présent été fournie, je les considérerai ici comme cambriens.

2-1-3

LE GOTHLANDIEN

Le Gothlandien n'affleurant pas dans la zone étudiée ici, je passerai rapidement sur celui-ci.

L'extension du Gothlandien dans l'Iglesiente-Fluminese est assez faible. Il s'agit essentiellement de schistes noirs à Graptolites. Au sommet apparaissent des lentilles de calcaire fossilifères, contenant principalement *Cardiola interrupta* et des *Orthoceratidés*.

Les faunes gothlandiennes sardes sont essentiellement caractéristiques du Valentien et du Wenlockien.

2-1-4 LE POST-GOTHLANDIEN

Le Post-Gothlandien constitue la plus grande partie des terrains sédimentaires du Fluminese et de l'Arburese.

C'est une puissante série schisto-gréseuse (plus de 1.000 mètres), particulièrement monotone, et sans aucun banc-repère, bien qu'il semble que les bancs y aient une grande extension latérale. Les seules différences macroscopiquement visibles sur les affleurements concernent la coloration de la roche, qui varie du gris-rougeâtre au verdâtre, en passant par des couleurs grises, brunes, jaunâtres. Il semble que ces différences soient dues plus à l'altération superficielle qu'à la diversité lithologique, car les roches observables au fond des travaux miniers souterrains sont uniformément gris-verdâtre.

Du point de vue granulométrique, ces roches forment toute une série remarquablement continue, allant des arénites à grains grossiers aux lutites à particules argileuses, les roches les plus fréquentes se situant vers le milieu de cette série (arénites à grain fin à très fin) (1).

Au microscope, les différentes roches constituant cette série se révèlent être assez différentes les unes des autres, tant au point de vue de la composition minéralogique que du point de vue des structures (Photo 14 et 15). Je décrirai ici un certain nombre de types de ces roches, leur mode de gisement les unes par rapport aux autres devant être évoqué un peu plus loin.

(1) La terminologie utilisée ici à propos de la granulométrie est celle recommandée par le Groupe des Etudes Sédimentaires de la Chambre Syndicale du Pétrole (1961)

1°/	Composition minéralogique réelle (en volume) :		
	Quartz	75,1	%
	Plagioclases (10-20 % An)	17,2	
	Phyllites (séricite, chlorites)	5,6	
	Muscovite	0,7	
	Minéraux opaques	1,5	
	Tourmaline brune, épidote, microcline	traces	

Les grains de quartz, dont la taille varie de 0,4 mm à quelques microns, sont légèrement engrenés, à extinction franche. La roche est finement litée, les cristaux de quartz ayant une nette tendance à être tous allongés parallèlement les uns aux autres. Les plagioclases sont mieux calibrés, leur taille moyenne se situant aux environs de 0,05 millimètre et variant assez peu autour de cette valeur. Ils se présentent sous forme de grains brisés, fortement émoussés.

Le ciment, essentiellement phylliteux, est très peu abondant. Il n'y a pas de granuclassement à l'échelle de la lame mince, bien que les grains de quartz aient des tailles très variables. Tourmaline et épidote sont en grains automorphes brisés, émoussés, et par conséquent ne semblent pas être authigènes.

2°/	Quartz	69,0	%
	Plagioclases	1,7	
	Ciment quartzo-feldspathique	17,4	
	Ciment phylliteux	11,6	
	Minéraux opaques	)	
	Apatite	)	
	Chlorite	)	traces
	Epidote	)	

Ici, la taille des cristaux de quartz varie de 1 μ à 1 millimètre environ. Les cristaux les plus grands sont en général fortement anguleux, et plus rarement, présentent des formes en gros arrondies mais anguleuses dans le détail avec contour en dents de scie.

Il semble que ce caractère " anguleux " soit dû plus à un nourrissage des grains de quartz qu'au fait qu'ils aient été peu roulés lors de leur transport. On observe, en effet, exceptionnellement des formes pouvant être rapportées sans ambiguïté à des cristaux brisés et peu roulés, restés sous forme d'esquilles anguleuses. Les cristaux ayant nettement été brisés l'ont été en place, et leurs morceaux sont cimentés par du quartz de néoformation.

Aucune stratification n'est reconnaissable dans la lame mince.

3°/	Quartz	29,7	
	Ciment quartzeux	29,0	
	Ciment phylliteux	39,1	
	Minéraux opaques	2,1	
	Apatite	0,1	
	Epidote	)	
	Tourmaline brune	)	traces
		)	

Contrairement aux deux échantillons précédents, celui-ci contient peu d'éléments figurés et une quantité élevée de ciment phylliteux. Le quartz figuré est en gros grains, atteignant près de 1 mm à extinction roulante, généralement monocristallin, analogues aux grains de l'échantillon 2. Epidote, apatite et tourmaline sont ici sous forme de très petits cristaux arrondis, dont la taille n'atteint qu'exceptionnellement 0,05 mm. La stratification est bien marquée par l'orientation des minéraux, et par l'existence de lits phylliteux à peu près dépourvus de quartz figuré.

4°/	Quartz	73,1	%
	Ciment quartzeux	1,3	
	Ciment phylliteux	16,5	
	Muscovite	6,0	
	Minéraux opaques	2,4	
	Disthène (?)	0,7	
	Epidote	traces	

La stratification est bien marquée par les lamelles de muscovite, longues de 0,2-0,3 mm., larges de 0,01. Celles-ci sont tordues entre les cristaux de quartz. Leurs extrémités effilochées suggèrent une origine détritique de ces grains de muscovite.

Les grains de quartz, isométriques, ont une taille assez constante dans tout l'échantillon, et voisine de 0,05 mm. Leur extinction est le plus souvent nettement roulante. L'épidote, en très petits cristaux globuleux (0,01 mm) est parfois brisée.

Notons la présence ici d'un minéral qui se retrouve en très faible quantité dans un assez grand nombre d'échantillons mais qui est particulièrement abondant ici, puisqu'il représente 0,7 % du volume total. Ce minéral a un angle d'extinction au moins égal à 15°, un allongement positif. Sa réfringence est élevée, sa biréfringence de l'ordre de 0,015. Il possède un clivage fin et net, serré. Peut-être s'agit-il de disthène. Il se présente sous forme d'esquilles brisées, à angles émoussés, de quelques microns à 0,01 mm environ.

5°/	Quartz	49,3	
	Plagioclases	2,8	
	Minéraux opaques	2,4	
	Ciment quartzeux	43,7	
	Ciment phylliteux	1,6	
	Disthène (?)		
	Apatite	)	
	Epidote	)	traces
		)	

Les cristaux de quartz, en amande ou en fragments anguleux, sont gros, leur taille pouvant dépasser 1 millimètre dans leur plus grande dimension. L'extinction roulante est fréquente.

Les plagioclases, très frais, maclés albite, sont brisés en esquilles anguleuses dont la taille maxima est de 1/20 de millimètre environ.

6°/	Quartz	30,7
	Plagioclases	21,3
	Ciment quartzeux	traces
	Ciment phylliteux	29,4
	Minéraux opaques	11,9
	Muscovite	5,1
	Apatite	)
	Tourmaline	) traces
	Chlorite	)

Ici les grains de quartz sont arrondis ou faiblement anguleux, à angles émoussés, et assez bien calibrés (0,01 mm. environ). Leur extinction est franche. Il en est de même des feldspaths, très frais, dont la taille est identique à celle des grains de quartz

7°/	Quartz	79,5
	Plagioclases	4,6
	Ciment phylliteux	14,5
	Minéraux opaques	1,1
	Tourmaline	0,2
	Epidote	traces

Hormis la composition minéralogique, tous les caractères de cet échantillon sont identiques à ceux de l'échantillon précédent.

8°/ Les schistes :

Leur composition est très uniforme, et absolument identique à celle des grès. Le quartz est en très petits grains fortement arrondis, de quelques microns de diamètre. Les paillettes de muscovite et de chlorite sont identiques à celles des grès, tant du point de vue de leurs dimensions que de celui de leur forme. Une analyse chimique en a été effectuée :

Schiste Post-Gothlandien - Naracanli, route de Piscinas. An. nouv. - J. ORLIAC - 1962. Clermont-Ferrand, N° 1810.

Si O ₂	59,0
Al ₂ O ₃	21,0
Fe ₂ O ₃	1,85
Fe O	4,85
Mg O	2,75
Ca O	0,45
Na ₂ O	1,50
K ₂ O	3,65
Ti O ₂	0,55
P ₂ O ₅	0,20
Mn O	0,05
H ₂ O +	3,70
H ₂ O -	0,30
TOTAL	99,85

Conclusions :

Il s'agit donc d'une série composée de roches uniquement détritiques. Malgré des différences notables de structures et de composition minéralogique d'un échantillon à l'autre, on peut dégager un certain nombre de points communs à toutes ces roches :

- Le quartz est presque toujours l'élément dominant, et peut même constituer à lui seul la presque totalité de la roche.
- A l'exception de quartz de néoformation, il n'y a pas de minéraux authigènes, tous les grains constituant la roche étant brisés et plus ou moins roulés.
- Le grain est toujours fin.
- Il n'apparaît aucune corrélation entre la composition minéralogique et la structure.

Répartition verticale des faciès

L'étude microscopique d'un grand nombre d'échantillons recueillis le long d'une même coupe met en évidence des successions de faciès se répétant dans un ordre immuable tout au long de la coupe. A des grès relativement grossiers, à éléments mal calibrés succèdent progressivement des grès de plus en plus fins, dont tous les grains ont

sensiblement la même taille, puis, toujours insensiblement, on passe aux schistes. Le cycle recommence par l'apparition de nouveaux grès grossiers, et ainsi de suite.

Le dépôt de ces sédiments s'est donc effectué dans un bassin affecté de mouvements de subsidence, l'apparition des roches les plus grossières faisant suite à l'approfondissement du bassin. Il s'agit donc d'un dépôt de faciès flysch.

Quant à l'origine des variations de la composition minéralogique, elle est très probablement à chercher dans les modifications de l'approvisionnement du bassin en éléments terrigènes. Différents dans les détails, cet approvisionnement reste tout de même effectué aux dépens d'un socle granitique ou métamorphique, ainsi que le montre la paragenèse de ces roches.

Age du " Post-Gothlandien "

Jusqu'à présent, ces terrains n'ont jamais livré ni micro, ni macro-fossiles, ce qui rend impossible leur datation exacte par les méthodes classiques de la stratigraphie.

Ils sont postérieurs au Gothlandien fossilifère, sur lequel ils sont légèrement discordants, et antérieurs aux plissements et à la granitisation hercynienne. Une limite supérieure d'âge ne peut être mise que par rapport à ces plissements, terminés au Stéphanien supérieur ou à l'Autunien. Le " Post-Gothlandien " représenterait donc le Dinantien à faciès Culm, et très probablement tout ou partie du Dévonien. En effet, il n'existe pas de Dévonien daté avec certitude dans la région étudiée ici, et les mouvements orogéniques ayant provoqué la discordance Gothlandien - Post-Gothlandien ne semblent pas avoir eu une ampleur suffisante pour provoquer une lacune stratigraphique importante.

2-1-5 LE STEPHANIEN - AUTUNIEN

Dans la vallée du Rio San Giorgio, à proximité de Cabitza affleure un petit lambeau de conglomérat sub-horizontal, plus ou moins ferrugineux suivant les niveaux. Un petit niveau calcaire est interstratifié dans la base de ce conglomérat (L. TESTA, 1914).

Ce conglomérat remanie principalement le Cambrien. Il a fourni un certain nombre de fossiles, rares et très mal conservés. Tous sont des fossiles végétaux, attestant le faciès continental de la formation (*Walchia piniformis*, *Annularia stellata*, *Calamites*, etc...) Il n'est donc pas possible actuellement de savoir s'il s'agit de Stéphanien supérieur ou d'Autunien, les espèces représentées n'étant pas caractéristiques de l'un ou de l'autre.

Ce conglomérat est le terrain paléozoïque le plus récent reconnu dans l'Iglesiente et le seul à n'être pas plissé.

2 - 2 LES " QUARTZITES "

Le long de certains contacts, ou bien isolés dans les grès ou les roches carbonatées de l'étage du Calcaire Métallifère existent parfois des affleurements quartzeux plus ou moins continus et puissants, souvent à faciès ruiniformes et à texture bréchoïde. Ce sont les " quartzites " (quarziti) des auteurs italiens.

Le gisement de ces " quartzites " étant souvent discordant sur la stratification, ceci suffit à exclure d'emblée qu'il s'agisse de quartzites au sens où on l'entend habituellement en pétrographie sédimentaire, à savoir " grès recristallisé ". D'autre part, leurs liaisons avec les contacts de roches de natures différentes (grès-calcaire, schiste-calcaire, etc...), avec les diaclases, et, enfin et surtout, avec les failles, suggèrent d'emblée qu'il s'agisse, au moins dans certains cas, de quartz d'origine filonienne.

Toutefois, le terme de " quartzite " étant consacré par l'usage dans le cas particulier de l'Iglesiente, je le conserverai ici.

Les " quartzites " de l'Iglesiente sont rarement constitués de quartz pur. Généralement, il s'agit d'ensemble de fragments de roches, plus ou moins fortement silicifiés, emballés dans un quartz très blanc, d'aspect saccharoïde. Ceci a fortement intrigué les premiers géologues que se soient penchés sur la géologie locale, et qui considéraient ces roches comme des " conglomérats d'âge inconnu " (TESTA L. et BORGHESAN E., 1918; TESTA L., 1920).

Toutes les roches du Cambro-Ordovicien pouvant ainsi se rencontrer remaniées par

ces " quartzites " l'âge de ceux-ci est certainement post-ordovicien. Ils remanient aussi la dolomie géodique.

Même si aucun fragment de roche n'est macroscopiquement visible et identifiable dans ces " quartzites " le microscope permet toujours d'y reconnaître de fines inclusions de carbonate ou de phyllites à l'intérieur des grains de quartz, et dans tous les cas il s'agit de résidus de la roche encaissante le plus proche.

Ainsi dans le cas de " quartzite " logé entre un toit schisteux et un mur calcaire ou dolomitique, on aura des résidus phylliteux au toit du quartzite et des inclusions carbonatées au mur (Photo 16). Si la silicification est peu intense, la structure de la roche originelle est conservée (dolomie géodique du " quartzite " de Bimbo, à San Giovanni).

Même lorsque les " quartzites " se rencontrent en bancs concordants avec la stratification, dans l'étagage des grès, on les en distingue facilement par le fait qu'aucun minéral accessoire, mais constant, de la paragenèse des grès (feldspath, tourmaline, etc...), ne s'y rencontre. En outre, la structure même de la roche est fondamentalement différente : les grains de quartz sont amiboïdes, fortement engrenés (Photo 17). Parfois même ils s'interpénètrent, donnant alors une structure diablastique. Fréquents aussi sont les groupements de cristaux rayonnant à partir d'un centre microcristallin, donnant en lumière polarisée une croix noire un peu analogue à celle que donnent les oolithes calcaires, bien que plus irrégulières (Photo 18).

Le quartz présente très souvent une extinction roulante. Indépendamment des minéralisations plumbo-zincifères que ces " quartzites " peuvent renfermer, et dont je parlerai plus longuement ultérieurement, il est fréquent de rencontrer dans les cavités des affleurements de " quartzites " des géodes de barytine à faciès tabulaire.

Lorsque les " quartzites " sont interstratifiés, les bancs sont généralement moins puissants (ils dépassent alors rarement le mètre), plus homogènes et dépourvus de fragments de roches. Dans tous les cas, l'hypothèse la plus vraisemblable au sujet

de la genèse de ces roches est qu'il s'agisse de filons de quartz, installés soit le long des failles, soit le long de diaclases, et en particulier des joints de stratification.

2 - 3 LES ROCHES ERUPTIVES

2-3-1 LE MASSIF GRANITIQUE DE L'ARBURESE

Il forme un massif circonscrit, intrusif dans la série sédimentaire post-gothlandienne, où il développe un important métamorphisme de contact.

Le massif est composé de deux types de granites d'âge légèrement différent bien que d'un chimisme relativement voisin : le granite d'Arbus et le granite leucocrate. Ce dernier, un peu plus récent, recoupe le granite d'Arbus.

2-3-1-1- LE GRANITE D'ARBUS

C'est une roche grisâtre, à grain moyen à fin (l'indice granulométrique de Chayes (1) est de l'ordre de 60 à 100), de couleur grisâtre. Ce granite n'est jamais ni porphyroïde, ni orienté. Sa composition oscille entre deux types extrêmes que nous étudierons successivement, l'un étant à biotite et hornblende verte, l'autre à biotite seule. Le faciès le plus courant, que nous nommerons pour cela " faciès principal " est celui à biotite seule, le faciès à hornblende se limitant à la partie NE de la bordure du massif.

Cet indice noté I.C., " est égal au nombre de grains de minéraux majeurs qui sont comptés le long d'une traversée de 40 mm " (J. JUNG et R. BROUSSE, 1959).

2-3-1-1-1- Le faciès principal

Sa granulométrie est très constante sur toute la zone où nous avons pu l'observer (indice granulométrique : 55-60). Nous le définirons à partir d'échantillons prélevés dans une petite exploitation située en contre-bas de la route Arbus - Guspini, à environ 2,5 km d'Arbus, près du lieu dit Casa Cordeddu (coordonnées UTM = 32 SMJ 664 769) (Photo 19).

Sa composition minéralogique volumétrique est la suivante :

Quartz	25,2	%
Feldspath potassique	14,5	
Plagioclase	47,7	
Biotite	11,9	
Hornblende verte	0,7	
Apatite, zircon,	)	
Myrmékite, Minerai	)	traces
	100,0	

Les indices de JUNG et BROUSSE d'une telle roche seront donc :

Sat = 29 Felds. = 23 Col. = 13

Il s'agit donc d'une granodiorite leucocrate, moyennement quartzique. Le plagioclase, ici de l'oligoclase basique ($+ 82 < 2v < + 86$) se présente en plages automorphes, macclées albite et parfois péricline. Certains cristaux sont zonés, et leur composition va de An 40 % pour le coeur du cristal à An 20 % pour la périphérie. Le quartz est xénomorphe, ses cristaux sont en général relativement arrondis et peu engrenés les uns dans les autres. Il en est de même pour le feldspath alcalin, présentant de façon très constante des perthites en film. Aux contacts microcline-plagioclase se développe fréquemment de la myrmékite. La biotite, très pléochroïque, contient souvent de petites inclusions de zircon ou d'apatite. Elle manifeste une nette tendance à se présenter en agrégats de petits cristaux enchevêtrés. Les rares plages de hornblende verte que l'on peut observer étant fortement corrodées par la biotite, on peut penser que ces agrégats

gats correspondent à la pseudomorphose d'anciens cristaux de hornblende. Signalons enfin la présence occasionnelle d'un peu d'épidote dans les fissures de la roche.

Chimiquement, ce granite est un granite monzonitique à tendance granodioritique =

Granite d'Arbus - Faciès principal. Casa Cordeddu.

An. nouv. J. Orliac. Mai 1961. Clermont-Ferrand N° 1552

1-4- (2) 3 - 3 (4) ('2 - 1 - 1 - 3) Or/Pl = 0,44.

2-3-1-1-2- Le faciès à amphibole

Le passage du faciès principal au faciès à amphibole est très progressif, et semble se faire par transformation de l'amphibole en mica noir, ainsi qu'il a déjà été dit ci-dessus. Outre cette différence de composition minéralogique, les deux faciès diffèrent également par la taille du grain de la roche, ici un peu plus fin puisque l'indice granulométrique de Chayes atteint 100-120. Nous avons choisi pour décrire ce faciès des échantillons d'un type extrême, prélevés dans les exploitations situées à environ 300 m. à l'ouest du col que franchit la route Arbus Montevecchio (32 SMJ 659772) (Photo 20). La composition minéralogique est la suivante (en volume) :

Quartz	20,9
Plagioclase	47,7
Microcline perthitique	11,3
Biotite	14,1
Hornblende verte	6,2
Zircon, Apatite	) traces
Minéraux opaques	

ce qui donne les indices suivants : Sat = 26 Felds. = 19 Col. = 20

Nous avons donc encore affaire à une granodiorite leucocrate moyennement quartzique, comme dans le cas du faciès principal.

Notons toutefois l'enrichissement en ferromagnésiens, compensé par une teneur moindre en quartz et microcline. La teneur en plagioclase ne subit pas de changement, mais ce dernier est ici plus calcique, puisqu'il s'agit d'andésine (An 40 % environ) pour laquelle $2V = 80$, l'angle d'extinction maximum de la zone perpendiculaire à gl étant de 25° . Remarquons enfin que ce granite malgré sa teneur élevée en amphibole, ne contient pas la moindre trace de sphène.

La structure est rigoureusement identique à celle décrite à propos du faciès principal, et on observe également ici la tendance de la biotite à se présenter en agrégats de cristaux d'orientations très diverses.

Chimiquement, ce faciès est très voisin du faciès principal, ainsi que pouvaient d'ailleurs le laisser supposer les résultats énoncés ci-dessus.

Granite d'Arbus, faciès à hornblende. Route Arbus - Montevecchio
32 SMJ 659 772

An. nouv. S. Pignide - Janvier 1962. Clermont-Ferrand N° 1726

1 - 4 - (2) 3 - (3) 4 - (2 - 1 - 1 - '3) Or/Pl = 0,45

soit un granite akéritique.

2-3-1-1-3- Les enclaves du granite d'Arbus

Ce granite est relativement riche en enclaves microgrenues ou de cornéennes. Toutefois, si les enclaves microgrenues sont réparties de façon à peu près homogène sur toute l'étendue du massif, les enclaves de cornéennes ou les enclaves surmicacées semblent être localisées de préférence dans le faciès à amphibole, bien que tout le massif en renferme.

Les enclaves de roches éruptives

Bien que de caractère minéralogique ou pétrographique assez variés, elles se répartissent en deux grands groupes, à l'intérieur desquels on note un certain nombre de variations autour d'un type moyen.

Les enclaves granodioritiques

Ce sont les plus abondantes, et vraisemblablement les plus jeunes, car elles contien-

nent à leur tour des enclaves que l'on peut rattacher au groupe suivant. Les enclaves, de forme arrondie, ont des dimensions variant de quelques centimètres à une dizaine de mètres de diamètre. Plus résistantes que le granite qui les environne, elles sont souvent emballées dans l'arène granitique. Le contact avec le granite qui les entoure est soit net, soit diffus, les deux modes de contact pouvant d'ailleurs être réalisés simultanément pour la même enclave. Pour les enclaves de grande taille, la zone de passage continu enclave-granite, lorsqu'elle existe, peut atteindre plusieurs mètres. Le grain de ces roches est toujours fin, l'indice granulométrique de Chayes oscillant entre 70 et 150 environ. Macroscopiquement, la couleur de la roche est gris foncé à noir.

Deux analyses modales ont été effectuées sur ce type de roche : l'une sur un échantillon prélevé sur le versant sud de la Punta Cugui, dans une zone particulièrement riche en enclaves de grande taille, et l'autre sur un échantillon récolté non en place dans les haldes du Pozzetto Crabulassu.

	Punta Cugui	Pozzetto Crabulassu
Quartz	25,3 % (en volume)	26,2
Microcline	14,7	10,6
Plagioclase	44,0	45,7
Biotite	15,9	17,5
Myrmékite secondaire	tr.	0
Zircon	tr.	tr.
Apatite	tr.	tr.
Minéraux opaques	tr.	tr.
	100	100
Sat	32	30
Felds	25	19
Col	16	17

Il s'agit donc dans les deux cas de roches extrêmement analogues, se rattachant au groupe des granodiorites leucocrates moyennement quartziques, de la classification de JUNG et BROUSSE. Aucune différence significative n'apparaît entre les deux échantillons.

La structure est finement isogranulaire, équante (Photo 21). Le plagioclase est à peu près toujours automorphe, souvent zoné (2V de -80 à +80). Sa composition varie de An 40 % au centre à An 30 % sur les bords. La séricitisation de ces plagioclases est peu poussée, mais presque toujours existante, au moins au centre des cristaux. La myrmékite est tout à fait exceptionnelle. Il s'agit alors de myrmékite secondaire. A noter qu'elle apparaît là où il y a le plus de microcline. La biotite est fortement pléochroïque. Elle se présente soit en grandes paillettes d'environ 1 mm., soit en petits cristaux d'environ 0,1 - 0,2 mm. Les grands cristaux sont presque toujours un peu chloritisés, et contiennent de nombreuses inclusions d'apatite, de zircon, et de minéraux opaques. Les petits cristaux se groupent parfois en amas, dont la forme permet parfois d'affirmer qu'il s'agit de fantômes d'amphiboles (sections losangiques notamment).

Certains échantillons, différant très peu par ailleurs de ceux décrits ici, contiennent d'ailleurs encore, bien qu'en très petite quantité, un peu de hornblende verte, assez fortement polychroïque, et fortement épigénisée par la biotite.

Le quartz et le feldspath alcalin sont xénomorphes, en cristaux juxtaposés plutôt qu'engrenés, et moulent les minéraux précédents. Le feldspath potassique a un angle d'axe variant assez fortement de 55 à 80° environ, parfois dans une même lame mince. Dans tous les cas il est perthitique (perthite en film). Les cristaux de ce microcline sont parfois de taille considérable et s'insinuent entre les autres minéraux sans jamais donner de porphyroblastes. Extrêmement poecilolithiques, ils renferment tous les minéraux décrits ci-dessus sous forme d'inclusion.

Les deux échantillons dont l'analyse modale est donnée ci-dessus ont été soumis en outre à l'analyse chimique

- Enclave de granodiorite. Punta Cugui
An. nouvelle J. Orliac. Juin 1961 - Clermont-Ferrand N° 1555
I (II) - 4 - '3 - 3' (2 - 1 - 1 - 3).
- Enclave de granodiorite. Pozzo Crabulassu.
An. nouv. S. Pignide. Janvier 1962 - Clermont-Ferrand N° 1728
'II - 4' - 3 - 3 - (2 - 1 - 1 - (2) 3).

Les enclaves de microdiorite quartzique (Photo 22)

Ce sont des enclaves arrondies, à bords francs. Leur taille est de l'ordre du centimètre. Leur couleur est noire, leur grain très fin (indice granulométrique compris entre 200 et 400). Leur composition minéralogique volumétrique est la suivante :

	Casa Cordeddu	Route Arbus-Flumini, sous Punta Cugui
Quartz	11,9	14,5
Plagioclase	55,0	50,0
Microcline	0	0
Biotite	26,9	35,5
Hornblende verte	6,2	0
Divers	tr.	tr.
	100,0	100,0
Sat	18	23
Col	33	36
Felds	0	0

Le deuxième échantillon a été récolté en enclave dans le type précédent. Ces enclaves semblent donc avoir une composition un peu moins fixée que le type précédent. La proportion de quartz en particulier semble assez variable. A noter que, malgré les différences considérables de teneur en biotite et hornblende, l'indice de coloration reste sinon constant, du moins dans le même ordre de grandeur dans les deux cas.

Ces roches semblent se rapprocher d'un filon, affleurant en bordure de massif, au nord

de la route de Fluminimaggiore. Ce filon, disloqué par le granite présente très exactement la même structure et la même composition minéralogique que les enclaves dioritiques.

Les enclaves " enalogènes "

Malgré une très grande diversité de formes, les enclaves de cornéenne du granite d'Arbus ont tout de même une certaine unité car toutes, ou à peu près, semblent être rigoureusement identiques entre elles, à ceci près que leur degré de métamorphisme y est très variable. Nous décrivons successivement un certain nombre de termes de cette série d'enclaves, en allant des termes peu métamorphiques de la série à ceux très métamorphiques.

a) Série à biotite et plagioclase

1/ Enclaves orientées

Minéralogiquement, elles sont constituées à peu près exclusivement de biotite et de plagioclase (Photo 23). La biotite est très fraîche, très pléochroïque, en petits cristaux de 0,08 sur 0,15 mm en moyenne pour la zone m, dont l'orientation se fait nettement selon une direction privilégiée. Elle contient quelques rares inclusions de zircon.

Le plagioclase, limpide et inaltéré, se présente en petits prismes automorphes de 0,15 à 0,20 mm., maclés albite et péricline. L'une des deux familles d'individus de chaque macle est toujours très réduite. L'angle des axes 2V est de +74-75°. Le relief est nettement négatif. Il s'agit donc d'albite. On note la présence, à titre accessoire, de quartz en plages xénomorphes, et, plus rarement encore, d'apatite, en gros prismes courts (0,08 x 0,03 mm). Le microcline n'apparaît éventuellement qu'au contact du granite. Il s'insinue alors entre les minéraux spécifiques de l'enclave, sans apparaître jamais au coeur de celle-ci.

Le contact enclave-granite est souligné par une frange de biotite à peu près ininterrompue, pouvant atteindre 1/10 de millimètre d'épaisseur.

2/ Enclaves non orientées

Elles représentent un degré un peu plus poussé de métamorphisme. Toute trace d'orientation a disparu (Photo 24). La composition minéralogique volumétrique est la suivante (échantillon de Casa Cordeddu).

Quartz	5	%
Microcline	3,6	
Plagioclase	53,6	
Biotite	37,8	
100,0		

Les minéraux dominants sont donc les mêmes que dans les cas précédents. La biotite est ici encore très pléochroïque, et se présente sous forme de petits prismes généralement automorphes dont la taille varie de 0,2 à 0,3 mm. Elle contient des inclusions de zircon.

Le plagioclase se présente soit en petits cristaux subautomorphes maclés albite et péricline comme précédemment, soit en cristaux pouvant atteindre 2 x 0,5 mm, maclés albite, péricline, et Carlsbad. De toute façon, l'angle des axes varie de -82 à 90°, l'angle d'extinction $\alpha = +15 - 20^\circ$. Il s'agit donc ici d'andésine acide à teneur en anorthite $An\% = 30-40\%$, soit à peu près la composition des plagioclases du granite. Les grands cristaux d'andésine sont fortement poecilites et renferment de nombreux petits cristaux de biotite fortement automorphes, et de taille très nettement inférieure à celle de ceux répartis dans le reste de l'enclave.

Les cristaux d'andésine sont en outre à peu près systématiquement entourés d'une écorce de biotite de la taille de celle de l'enclave.

Le quartz existe sous forme de petits grains arrondis, juxtaposés, et généralement groupés, dans certaines zones mélangés à de la biotite. Le microcline est un peu plus abondant que dans le cas précédent, mais reste néanmoins encore exceptionnel. Il est toujours très fortement xénomorphe. L'apatite existe, mais est très rare.

3/ Enclaves à microcline et spinelle

C'est un type exceptionnel que je n'ai rencontré en place qu'au point où j'ai défini le granite à amphibole.

Alors que les enclaves précédentes sont anguleuses, comme le sont très généralement les enclaves enallogènes des roches éruptives, les enclaves à spinelles ont un contour flou, sont pénétrées profondément par des veines granitiques très leucocrates suivant d'ailleurs semble-t-il des directions privilégiées correspondant peut-être à la stratification originelle de la " roche-mère " de l'enclave.

Ces enclaves semblent donc, en somme, avoir été le siège d'une fusion anatectique.

Minéralogiquement, elles contiennent :

Biotite
Microcline
Plagioclase
Spinelle (hercynite ou pléonaste)
Zircon
Minéraux opaques

Les plagioclases sont ici très gros, pouvant atteindre 4-5 mm de long et sont maclés albite et Carlsbad, parfois péricline. La macle de l'albite est toujours très fine, chaque cristal étant composé d'un nombre considérable de lamelles.

L'angle des axes 2V varie de 90 à -80°; le relief fort et la dispersion $2 > U$ très visible en L.C. et très forte pour un plagioclase indiquent qu'il s'agit là de bytownite - anorthite. Le microcline est xénomorphe, très abondant (presque autant que le plagioclase) et ne semble pas être perthitique. Il est très poecilitique. La biotite se présente sous deux aspects très divers :

- en grandes lames, pouvant atteindre 3-4 mm de long, très pléochroïques, contenant de nombreuses inclusions de zircon autour desquelles se développent de larges auréoles pléochroïques. Dans les clivages se logent des minéraux opaques.

- en fines baguettes, dont la taille peut descendre jusqu'à 0,04 x 0,01 mm. Les fines cristallisations de biotite sont en inclusions dans le plagioclase ou le microcline, ou bien encore, fréquemment, forment une écorce autour du spinelle, ou des nodules de cristaux enchevêtrés.

Le spinelle est vert bouteille, parfois presque opaque. Il est rigoureusement isotrope. Il se présente en cristaux arrondis dont le diamètre varie de 0,2 à 0,001 mm environ. Il est presque systématiquement revêtu d'une écorce polycristalline de biotite, dont l'épaisseur atteint jusqu'à 0,07-8 mm. (Photo 25)

b) Autres types

1/ Enclave à hornblende verte

Aucune orientation n'y est visible. L'élément dominant de ce type d'enclave est la hornblende verte, très polychroïque (jaune pâle à bleu-vert), en cristaux pouvant atteindre une longueur d'un millimètre environ. Ces cristaux présentent la particularité d'être poeciloblastiques. Un cristal donné renferme de très nombreuses petites plages de quartz et de plagioclase, dont les orientations sont absolument quelconques (photo 26).

La biotite est relativement abondante, et se présente en cristaux de 0,5 - 0,7 mm de long (zone m). La coloration de cette biotite est aberrante à l'échelle de ce massif, car dans sa position d'absorption maximum, elle est très nettement verdâtre.

Ses clivages renferment de nombreuses mouches de minéraux opaques. Par contre, elle ne renferme aucun minéral radioactif. Tous ces caractères la différencient donc nettement de la biotite des enclaves précédemment citées. Elle semble nettement épi-géniser la hornblende. Le quartz est peu abondant. Il existe en inclusions dans la hornblende ou entre les cristaux des minéraux ferro-magnésiens. Il en est de même des plagioclases (ici de l'andésine). Cette enclave existe simultanément sur une des lames minces étudiées, à une enclave du type 2 décrite ci-dessus et ici riche en quartz. La limite des deux enclaves est soulignée par un liséré de biotite appartenant sans discussion possible à l'enclave type a2. Cette dernière contient un résidu de cristal de hornblende.

L'existence d'andésine dans l'enclave à hornblende et sa coexistence avec une enclave de type a2 me conduira à lui attribuer le même degré de métamorphisme.

2/ Enclave hololeucocrate

Cette enclave ne renferme pratiquement que du quartz, du plagioclase, et du microcline. La biotite est très peu abondante. Elle est très sombre, presque noire, dans sa position d'absorption maximum.

Le degré d'altération de l'unique exemplaire de ce type d'enclave que j'ai pu trouver est tel qu'il ne m'a pas été possible de déterminer avec précision les feldspaths. Néanmoins, la présence de microcline, particulièrement abondant, me laisserai penser que le degré de métamorphisme est assez intense, de l'ordre de celui de l'enclave à spinelle.

La structure est granoblastique banale. Les plagioclases sont subautomorphes, quartz et microcline très xénomorphes engrenés les uns dans les autres. La taille des différents cristaux est très variable, mais ne dépasse jamais 0,4 mm.

2-3-1-2- LE GRANITE LEUCOCRATE

C'est un granite particulièrement homogène à l'échelle du massif, encore plus que le granite d'Arbus. La seule variation notable que l'on puisse y relever concerne la granulométrie : l'indice granulométrique de Chayes varie d'environ 40 à 200. Pas plus que le granite d'Arbus, il n'est jamais ni porphyroïde, ni orienté.

Ce granite est plus récent que le granite d'Arbus, qu'il recoupe. Il se présente souvent en filons dont les plus importants, courts et puissants, affleurent sur les sommets, ce granite résistant mieux à l'érosion que celui d'Arbus. Les plus petits, de quelques décimètres de puissance apparaissent de ci de là, à la faveur d'un talus de route ou d'une petite carrière. Il forme aussi des amas de quelques centaines de mètres affleurant en surfaces tabulaires parsemées de blocs en place ou roulants et recouvertes d'un maquis court et clairsemé (Arrocas de Is Istellas).

Le contact avec le granite d'Arbus est en général très net, sans la moindre zone de transition. J'ai toutefois trouvé quelques rares échantillons sur le flanc sud de la Punta Cugui, qui pourraient faire admettre la possibilité d'un passage progressif de l'un à l'autre granite, de par leurs caractères un peu ambigus, mais je n'ai pas pu trouver une telle zone de transition affleurant en place.

Il semble que la taille du grain de ce granite soit en rapport avec la puissance de la formation dans laquelle a été prélevé l'échantillon étudié. Les amas ont une granulométrie plus forte que les filons, la taille du grain dans les filons diminue avec la puissance de ceux-ci. Aux épontes apparaissent fréquemment des structures micropegmatitiques.

Etude minéralogique

Ce granite, ainsi qu'il a déjà été dit ci-dessus, est remarquablement homogène. C'est ce qui ressort nettement de ces deux analyses modales, exprimées en pourcentages volumétriques :

	I. C. = 60 <u>Punta Cugui</u>	I. C. = 180 <u>Punta Lorenzeddu</u>
Quartz	35,8	34,5
Microcline	36,8	38,9
Plagioclase	24,1	25,6
Biotite	3,3	1,0
Muscovite	tr.	tr.
Cordiérite	tr.	tr.
Zircon	tr.	tr.
Myrmékite secondaire	tr.	tr.
Minéraux opaques	tr.	tr.
	100,0	100,0
Sat	35	35
Felds	60	60
Col	3	1

Soit un granite monzonitique fortement quartzique, hololeucocrate. Le plagioclase, maclé albite est ici de l'oligoclase ($An\% = 20$). Il est subautomorphe, le plus souvent assez fortement séricitisé. Le microcline est toujours perthitique (en film), et présente parfois la macle de Carsbad. Il est toujours fortement xénomorphe.

Son angle des axes est de -72 à -76° . Il est assez altéré et très fréquemment poecilitique (quartz, plagioclase). Au contact des deux feldspaths se développent fréquemment des bourgeons de myrmékite.

Le quartz est souvent subautomorphe. D'une façon générale, les minéraux de cette roche ne sont jamais engrenés les uns dans les autres, mais seulement juxtaposés (Photo 27)

La biotite, rare et très chloritisée, renferme de nombreuses et minuscules inclusions de zircon.

La cordiérite est très rare elle aussi, et presque entièrement séricitisée.

Etude chimique

Une analyse de ce faciès a été effectuée avec l'échantillon de Punta Cugui.

Granite leucocrate d'Arbus

Punta Cugui 32 SMJ 632 750

Analyse nouvelle J. Orliac. Clermont-Ferrand N° 1554. Juin 1961

I - '4 - '2 - 3 ((1) 2 - 1 - 1 - '3) Or/P1 = 0,72

Soit les paramètres d'un granite monzonitique.

Cette analyse ne fait que confirmer le caractère plus potassique et plus siliceux de ce granite par rapport au granite d'Arbus, ce que laissait déjà supposer l'analyse modale.

En résumé, ce faciès diffère du granite d'Arbus par :

- La pauvreté en ferro-magnésiens, et notamment l'absence totale de hornblende.

- La présence en faible quantité de cordiérite et muscovite
- La richesse en Si O_2 et $\text{K}_2 \text{O}$
- La basicité moins grande du plagioclase
- La structure (quartz subautomorphe fréquent).

Les enclaves du granite leucocrate

Elles semblent extrêmement rares, et je n'en ai rencontré qu'une de très petite taille d'ailleurs, à Punta Cugui. Etant donné la taille de cette enclave, il ne m'a pas été possible d'en tirer une analyse modale, ni, a fortiori, une analyse chimique.

Elle contient :

- Du plagioclase abondant en cristaux automorphes, maclés albite, passablement séricitisés, zonés. L'angle des axes compris entre -80° et $+80^\circ$, et l'angle d'extinction maximum de la zone perpendiculaire à g_1 de $20-25^\circ$ permettent de le placer dans les andésines.
- Du microcline, rare, très xénomorphe perthitique (en film) pour lequel $2V = -80^\circ$. Au contact de celui-ci et du plagioclase apparaît parfois un peu de myrmékite.
- De la biotite, présente sous la forme de grands cristaux contenant des inclusions de zircon et d'apatite, ou sous la forme de petits cristaux enchevêtrés, dessinant nettement, en un point, un fantôme d'amphibole (face p losangique).
- Le quartz est fortement xénomorphe, et occupe avec le microcline les espaces laissés libres par les autres cristaux.

La granulométrie de cette enclave est relativement fine, puisque l'indice de Chayes est de 80 environ. Tous ces caractères (structure, granulométrie, nature des feldspaths notamment) sont donc très exactement ceux des enclaves de granodiorite et en font donc quelque chose de très proche des enclaves de granodiorite du granite d'Arbus. Peut-être s'agit-il de la même roche. Il est toutefois étonnant, dans cette hypothèse, que cette enclave, emballée dans un granite avec lequel elle n'est pas liée génétiquement de façon directe, n'ait pas subi un métamorphisme de contact bien net, principalement en ce qui concerne les éléments ferro-magnésiens.

2-3-1-3- LE CORTEGE FILONNIEN

2-3-1-3-1 Les aplites à tourmaline

Les filons d'aplite à tourmaline sont en général d'une puissance très réduite (de l'ordre du centimètre) et de ce fait peu visibles, hormis en carrière. Exceptionnellement (Punta sa Pibera, Bidderdi), ils peuvent atteindre une dizaine ou une vingtaine de mètres de puissance.

Chronologiquement ces roches se sont mises en place après le granite leucocrate qu'elles recourent.

C'est une roche blanche, à grain fin (I.C. = 200).

Un échantillon prélevé à Punta sa Pibera contient, en volume :

Quartz	40,0	%
Microcline	26,6	
Plagioclase	27,4	
Biotite + muscovite	5,5	
Tourmaline	0,5	
	100,0	

Sat = 43

Felds = 49

Col = 6

Il s'agit donc d'un granite monzonitique, hololeucocrate, très fortement quartzique.

La structure n'est pas à proprement parler une structure aplitique, aucun minéral, à l'exception des micas et de la tourmaline, n'étant automorphe (photo 28), mais au contraire souvent engrené.

Quelques très gros minéraux (quartz, microcline) sont cimentés par des minéraux plus finement cristallisés, l'ensemble tendant vers une structure à cloison. Le plagioclase,

xénomorphe à subautomorphe, a un angle d'axe variant de -80 à $+80^{\circ}$ environ, avec un angle maximum d'extinction $\alpha = +10 - 15$ pour la zone perpendiculaire à gl. Il s'agit donc d'oligoclase 10 - 30 % An. Il est presque toujours très séricitisé.

Le microcline est évidemment fortement xénomorphe. Il est perthitique (en film), souvent poecilitique contenant des cristaux de quartz et de plagioclase, voire de muscovite. Le quartz est présent dans la fraction fine de la roche, et forme la majeure partie des gros cristaux.

La muscovite est nettement plus abondante que la biotite. Elle se présente en petites paillettes, parfois groupées en nodules où les cristaux n'ont aucune orientation spéciale ou bien encore groupées en éventail. La tourmaline est une variété bleu ciel assez foncé dans la direction d'absorption maximale, pratiquement incolore dans la direction perpendiculaire. Elle est donc différente des tourmalines du Post-Gothlandien. Elle forme toujours des nodules de taille extrêmement variable selon l'affleurement (quelques millimètres à Punta sa Pibera, 2-3 cm de diamètre à Bidderdi). La tourmaline de Bidderdi diffère légèrement du type décrit ici quant à la coloration : beaucoup moins colorée, elle présente en outre de nombreuses auréoles pléochroïques dont la coloration va du bleu nuit à incolore. Dans tous les cas, le quartz est le seul minéral associé à la tourmaline dans ces nodules. A noter en outre l'abondance de micropegmatite dans certains échantillons.

2-3-1-3-2 Les microgranites

Les filons de microgranites porphyrique sont très rares, semble-t-il, dans le massif de l'Arburese. Les rares filons de ce type que j'ai pu observer ont une puissance n'excédant guère le mètre. Ils sortent à l'occasion du massif pour pénétrer dans la bordure de cornéennes. Il s'agit d'une roche constituée d'une pâte gris verdâtre ou rosée englobant des phénocristaux de feldspaths roses et de quartz bipyramidés.

- Des phénocristaux de microcline, d'angle d'axe $2V = -80$, perthitiques, souvent maclés Carlsbad. Leur taille va jusqu'à 1,5 - 2 mm x 1 mm environ.

- Des phénocristaux de plagioclases moins abondants, sensiblement de la même dimension que ceux de feldspath potassique. Entièrement séricitisés, ils n'ont pu être déterminés.

- Des phénocristaux de quartz parfois à extinction légèrement roulante. Ils contiennent de nombreuses inclusions de pâte.

Tous les phénocristaux sont fortement automorphes.

Signalons enfin un peu d'épidote, peut-être secondaire.

Chimiquement, cette roche se rattache nettement à la famille des microgranites.

Microgranite - Punta sa Pibera

An. nouv. S. Pignide - Janvier 1962 - Clermont-Fd N° 1727

I. 3' - 1 - 2 (3 - 1 - 1 - 2 (3)).

2-3-1-3-3 Les lamprophyres

Ils constituent l'ultime phase de mise en place du cortège filonien de granite, ainsi d'ailleurs qu'il est classique.

Ils sont très peu abondants, encore que les rares filons visibles aient une assez grande continuité. Leur état d'altération est très généralement tel qu'aucune étude précise n'a pu en être faite.

Au microscope on y distingue :

- Des fantômes de plagioclases, totalement séricitisés et indéterminables. Ces minéraux sont automorphes, en baguettes allongées.
- De la chlorite
- Des minéraux opaques très abondants
- Du quartz.

Probablement s'agit-il d'une kersantite quartzique.

2-3-1-4- CONCLUSIONS

1/ Les rapports granite à hornblende et faciès principal

Ces deux faciès, peu différents l'un de l'autre et passant très progressivement de l'un à l'autre, sont donc rigoureusement synchrones. Aussi peut-on songer à expliquer l'apparition de la hornblende par des phénomènes d'endomorphisme. Ceci paraît à première vue d'autant plus logique que le faciès le plus riche en hornblende est le plus proche de la bordure.

D'autre part, ce même faciès contient sensiblement plus d'enclaves de cornéennes que le reste du massif. Certaines de ces enclaves sont même très nettement en voie d'assimilation par le granite.

Toutefois, il convient de noter que le granite à hornblende et le faciès principal sont tellement voisins, chimiquement parlant, que l'analyse chimique ne permet absolument pas de les distinguer l'un de l'autre. Dans le cas d'un endomorphisme, il faudrait alors que les roches assimilées aient déjà eu la composition chimique du granite, pour ne pas modifier sa composition de façon appréciable. (On ne voit d'ailleurs pas très bien comment de telles roches auraient pu provoquer l'apparition de hornblende). Or, il semble bien qu'il n'en soit rien, les roches de la bordure étant entre autre beaucoup moins riches en Ca que le granite (la teneur en Ca O, ainsi que nous l'avons vu ci-dessus, atteint exceptionnellement 1 %.).

D'autre part, il serait étrange que seule une partie de la bordure soit à hornblende, la composition pétrographique de celle-ci étant remarquablement constante d'un point à un autre.

Enfin, la hornblende semble avoir existé dans tout le massif, ainsi que le montrent les nombreux fantômes d'amphibole pseudomorphosés par la biotite, que l'on rencontre tant dans le granite que dans ses enclaves de nature granitique. La cristallisation du granite a pu ensuite se terminer dans des conditions telles que localement la hornblende n'était plus stable, d'où sa transformation en mica.

2/ Granite et enclaves granitiques

Il est fréquent de trouver des enclaves de nature granitique ou dioritique enboîtées les unes dans les autres (J. DIDIER, 1964).

Ces enclaves ont été interprétées par J. DIDIER (1964) comme étant les reliques d'une roche éruptive antérieure au granite et transformée ultérieurement en granite par voie métasomatique.

Le passage progressif observé parfois entre les enclaves granitiques et le granite lui-même, le fait que les enclaves dioritiques soient identiques dans les deux roches, plaident en faveur de cette hypothèse, en ce qui concerne les granites dont il est question ici.

Les analyses chimiques, converties en pourcentage de cations, ne montrent aucune différence significative entre la composition des enclaves et celle du granite. Ceci ne peut d'ailleurs que constituer un argument supplémentaire pour affirmer qu'il s'agit de roches appartenant à la même famille, " consanguines " en quelques sorte.

3/ Granite et enclaves métamorphiques

L'origine de ces enclaves est très évidemment à rechercher dans les roches de la série post-gothlandienne dans laquelle le granite est intrusif. Il s'agit de morceaux de la série schisto-gréseuse encaissante fragmentés par le granite et soumis à un métamorphisme de contact plus ou moins intense. Dans le dernier type d'enclave décrit on reconnaît sans peine les grès post-gothlandiens. Du point de vue degré de métamorphisme, ces enclaves montrent des caractères très variés, allant du faciès minéralogique cornéenne à hornblende (sous-faciès cordiérite-anthophyllite, biotite, hornblende, plagioclase, microcline, quartz) au faciès cornéenne à pyroxène, atteint par l'enclave à spinelle. Il y a même début d'anatexie en ce qui concerne cette dernière. Or, aucune zonalité ne s'observe dans le massif, qui permettrait de localiser la provenance d'une enclave donnée, compte-tenu de son degré de métamorphisme. Tout au plus peut-on dire que les faciès les plus fortement métamorphiques sont plus fréquents dans la zone NE du massif, c'est à dire dans la zone à hornblende. Ceci suggérerait donc que la masse magmatique, lors de sa mise en place, a été le siège d'un brassage suffisamment

intense pour mélanger des enclaves de degré de métamorphisme fort varié et a subi un refroidissement relativement rapide, n'ayant pas permis aux enclaves ainsi véhiculées de réaliser leur équilibre thermo-dynamique. On ne peut en effet, semble-t-il, invoquer des différences de compositions chimiques originelles pour expliquer ces différences de structure et de paragenèses, différences ayant conféré à la roche une résistance plus ou moins grande au métamorphisme, la série d'enclaves à biotite et plagioclase étudiée ci-dessus semblant bien provenir d'un seul et même type de roches sédimentaires.

4/ Granite, enclaves de roches éruptives, et cortège filonien : évolution du chimisme au cours de la mise en place des différentes roches.

Les résultats des analyses modales (tableau I), et d'analyses chimiques (tableau II), permettent de définir quatre phases minéralogiquement et chimiquement différentes :

Stade diorite quartzique

correspondant à la mise en place des enclaves microdioritiques. Cette phase est caractérisée par l'absence totale de feldspath potassique et la pauvreté en quartz exprimé.

Stade granodioritique

Il regroupe les enclaves granodioritiques et le granite d'Arbus lui-même, qui sont impossible à distinguer autrement que par des considérations de gisement ou de microstructure. Ce stade est plus potassique et plus siliceux que le précédent.

Stade granite monzonitique

C'est le stade de mise en place du granite leucocrate et des aplites à tourmaline, caractérisé par l'abondance du quartz et le fort déficit d'éléments cafémiques. La haute teneur en K_2O que l'on pourrait attendre comme conséquence de l'abondance du feldspath potassique est fortement tempérée par l'absence à peu près totale de mica, mais apparaît tout de même. Granite leucocrate et aplites se distinguent essentiellement grâce à leurs teneurs en quartz, plus élevée dans le cas de l'aplite.

Stade granite alcalin

Il est réalisé par les filons de microgranite, à teneur en potassium extraordinairement élevée.

En résumé, on a donc, en se déplaçant vers les formations de plus en plus récentes :

- accroissement des teneurs en Si et K,
- diminutions concomittantes des teneurs en Ca, Fe, Mg.

En toute rigueur, il conviendrait de suivre cette évolution jusqu'au stade lamprophyre, mais les renseignements que je possède sur ces roches sont beaucoup trop imprécis pour pouvoir le faire. Toutefois, il est probable qu'ils ressemblent, de près ou de loin, aux enclaves dioritiques....

POURCENTAGES IONIQUES

N° Analyse	1728	1555	1726	1552	1554	1727
Roche	Enclave de microgranodiorite	Enclave de microgranodiorite	Granite à Amphibole	Faciès principal	Granite leucocrate	Microgranite
Si	56,4	60,9	59,5	62,5	67,7	67,9
Al	19,9	18,5	20,4	18,3	16,9	16,9
Fe+++	1,0	0,9	1,1	0,6	0,2	1,0
Fe++	3,1	2,2	2,4	2,4	1,0	0,6
Mg	5,1	2,1	3,2	2,6	1,4	1,0
Ca	5,1	3,8	2,9	3,4	1,2	0,6
Na	4,9	6,3	6,3	5,9	6,3	3,4
K	3,9	4,0	3,7	3,9	5,1	7,5
Ti	0,5	0,3	0,5	0,3	0,05	0,0
P	0,1	0,1	0,3	0,2	0,1	1,1
Mn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,05	0,0
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
OH	3,1	0,3	2,0	0,45	3,3	
O	162,9	165,7	165,8	167,6	171,1	170,5

ANALYSES MODALES

	Microdiorites			Granodiorites		Granite d'Arbus		Granite leucocrate		Aplites
Quartz	11,9	14,5	18,9	25,3	26,2	25,2	20,9	34,5	35,8	40,0
Plagioclase	55,0	50,0	55,0	44,0	45,7	47,7	47,5	25,6	24,1	27,4
Microcline			0,2	14,7	10,6	14,5	11,3	38,9	36,8	26,6
Biotite	26,9	35,5	11,0	15,9	17,5	11,9	14,1	1,0	3,3	tr.
Muscovite								tr.	tr.	5,5 (+biotite)
Hornblende	6,2		15,6			0,7	6,2			
Aplite	tr.			tr.	tr.	tr.	tr.		tr.	
Zircon				tr.	tr.	tr.	tr.		tr.	
Myrmékite				tr.		tr.			tr.	
Cordiérîte									tr.	
Opagues	tr.	tr.	0,2	tr.	tr.	tr.	tr.		tr.	
Tourmaline										0,5
Total	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Sat	18	23	33	30	32	29	26	35	35	43
Col	33	36	27	16	17	13	20	1	3	6
Felds.	0	0	0	25	19	23	19	60	60	49

2-3-1-5- LE METAMORPHISME DE CONTACT

Comme il a été dit ci-dessus, le granite d'Arbus provoque dans les terrains post-gothlandiens qui l'encaissent des phénomènes de métamorphisme de contact.

Dans les roches pélitiques, il n'y a jamais apparitions de cornéennes feldspathiques, même immédiatement au contact du granite. Seules existent les cornéennes micacées assez réduites du reste. Le faciès métamorphique le plus courant est celui des schistes tachetés, que l'on peut observer sur plusieurs centaines de mètres. Les grès donnent tout naturellement des quartzites.

Les roches carbonatées sont tout à fait exceptionnelles dans la série post-gothlandienne. Toutefois, un petit banc de grès calcaireux, affleurant le long de la route Arbus-Flumini, se trouve dans l'auréole métamorphique. Cette roche contient, outre bien sûr le quartz, fortement recristallisé et manifestant une forte tendance à l'automorphisme, de la calcite, de la zoisite, abondante, en petits prismes de 0,01 à 0,5 mm de long, de l'épidote, et un certain nombre de minéraux opaques (scheelite, blende, galène, etc...).

Une autre roche de métamorphisme de contact d'un type peu courant ici se rencontre à proximité immédiate de la précédente. Elle est composée de grands cristaux de hornblende verte, très pléochroïque, d'augite, de wollastonite, de grenat à forte anisotropie, et d'épidote. Là encore, les minéraux opaques sont abondants (magnétite, molybdénite, chalcoppyrite, bornite, etc...). Peut-être s'agit-il d'une ancienne roche volcanique (diabase ?) profondément modifiée par le métamorphisme.

Du fait de la présence dans ces deux derniers types de roches de minéraux métalliques abondants, j'y reviendrai ultérieurement.

2-3-2 LE GRANITE DE L'ORIDDA

Le petit massif granitique de l'Orida est, comme celui d'Arbus, du type circonscrit, développant un important métamorphisme de contact dans sa bordure sédimentaire. Comme le granite d'Arbus, il ne présente aucune trace d'orientation.

Il est d'autre part beaucoup moins érodé, des panneaux de roches sédimentaires métamorphisées se trouvant encore posés sur la surface du batholite, en langues plus ou moins importantes.

Je n'ai trouvé aucune enclave dans ce massif, ni microgrenues, ni de cornéennes. Il n'y a pas non plus de cortège filonien.

La composition minéralogique est la suivante (en volume) :

	C. Medau Arenas	Punta di Tiny
Quartz	34,8	39,2
Microcline	26,3	27,0
Oligoclase (10 % An)	36,5	31,7
Biotite	2,7	1,8
Grenat		tr.
Minéraux opaques	tr.	tr.
Zircon, apatite		

Indices de JUNG et BROUSSE

Sat	55	67
Col	2	2
Felds	42	46

Il s'agit donc d'un granite hololeucocrate, très fortement quartzique, monozonitique. Macroscopiquement, la roche est rosée. Des plages de quartz et de feldspaths, dont la taille ne dépasse pas 4-5 mm se détachent sur un fond très finement cristallin dans lequel rien n'est identifiable à l'oeil nu. Au microscope, on constate que les grandes plages de quartz, microcline et oligoclase, ne sont pas monocristallines, mais bien polycristallines, pouvant renfermer trois ou quatre cristaux jointifs d'orientation optique différente. (Photo 29). Ces associations de cristaux ont à leur tour tendance à se grouper en " champs " de quelques plages, donnant ainsi à la roche, très homogène dans l'ensemble, une grande hétérogénéité de détail.

Les plages polycristallines sont séparées par des septa quartzofeldspathiques très finement cristallisés (cristaux de quelques microns à 0,002 mm environ, toujours très fortement xénomorphes).

Les cristaux de quartz sont toujours très fortement xénomorphes, arrondis presque pas engrenés. Le feldspath alcalin est lui aussi xénomorphe, très perthitique (perthite en film). Le centre des cristaux les plus gros est parfois moins perthitique que leur périphérie. Toujours dans les gros cristaux, on note parfois la présence d'un cristal plus petit du même minéral, ayant une orientation optique différente, et généralement un faciès subautomorphe. Les cristaux de microcline contiennent aussi fréquemment de petits cristaux de quartz fortement xénomorphes, ou de plagioclase automorphe. Le quartz, dans ce cas, a tendance à se localiser soit le long des plans cristallographiques utilisés par la perthite, soit le long des plans de macle de type Carlsbad, très fréquents, ou encore en alignements parallèles au bord du cristal, et à peu de distance de celui-ci. Il n'y a jamais de myrmékite. Le plagioclase est en cristaux automorphes ou subautomorphes. Il est la plupart du temps fortement séricitisé. Les cristaux, toujours maclés albite, ne sont que très rarement zonés.

La biotite est rare, en agrégats de paillettes automorphes, ou en grandes paillettes isolées, toujours fortement chloritisées. Elle contient de rares inclusions de zircon ou d'apatite.

Au contact immédiat des lentilles de tactite à magnétite affleurant en certains points autour du massif, la composition minéralogique du granite est profondément modifiée, bien que la structure reste identique à celle décrite ci-dessus. Le granite contient alors (en volume) :

		Cuccurru Medau Arenas (contact avec tactite à magnétite)
Quartz		42,6
Microcline		28,5
Oligoclase (25-30 % An)		28,5
Wollastonite		0,6
Biotite, minéraux opaques	}	tr.
Zircon, apatite		

Indices de JUNG et BROUSSE :

Sat	74
Col	1
Felds	46

S'il s'agit donc encore d'un granite monzonitique hololeucocrate très fortement quartzique, on note par conséquent une augmentation de la teneur en quartz exprimée, une basicité plus grande du plagioclase, et l'apparition d'un peu de wollastonite, minéral présent également dans la tactite.

L'ensemble du granite présente donc l'aspect d'un banal faciès de bordure de batholite. Il convient toutefois de noter que contrairement à ce qu'on observe habituellement en pareil cas, il n'y a pas d'enclaves. Le caractère " faciès de bordure " s'accroît sur les bords, par augmentation de la teneur en chaux, due sans doute à une contamination du granite par les roches encaissantes. Deux analyses chimiques ont été effectuées sur ce granite, analyses correspondant à l'échantillon prélevé Punta di Tiny et à celui au contact de la tactite et dont la composition réelle a été donnée ci-dessus.

- Granite de l'Orida. Punta di Tiny

Anal. nouv. S. Couturié -Pignide, Février 1966, Clermont-Fd, N° 3613

I. 3 - 1 - 3 - (2 - 1 - 1 - 1) Or/Pl = 1,24

- Granite de l'Oridda. Cuccuru Medau Arenas, contact avec tactite à magnétite

An. nouv. S. Couturié-Pignide, Février 1966, Clermont-Fd, N° 3614

I - (3)4 - 3 - 3 (3 - 1 - 1 - 2') Or/Pl = 0,50

Il s'agit donc, dans le premier cas, d'un granite alcalin, dans le second d'un granite monzonitique. On retrouve très exactement les différences signalées ci-dessus, qui apparaissaient déjà dans l'étude de la composition minéralogique réelle.

Le métamorphisme de contact

Le métamorphisme de contact dû à ce granite étant intimement lié à certaines minéralisations (magnétite, chalcopryrite, pyrrhotite, blende, etc...), j'en parlerai lors de l'étude de ces minéralisations.

2-3-3 AGE DES GRANITES

Le granite d'Arbus étant intrusif dans le Post-Gothlandier qu'il métamorphise, il lui est donc de toute évidence postérieur. Aucune limite supérieure de l'âge de sa mise en place ne peut être fixée directement, le Post-Gothlandien étant le terrain sédimentaire le plus récent de la zone intéressée par la granitisation.

Toutefois, il paraît raisonnable de penser que tous les granites intrusifs sardes soient plus ou moins contemporains et fassent en tout cas partie d'un seul et même cycle de granitisation. Or, dans le centre et l'est de l'île, le Jurassique repose directement sur le granite en divers points. Il s'agit donc très vraisemblablement de granites hercyniens.

C'est d'ailleurs à cette conclusion que sont arrivés G. FERRARA, A.G. SEGRE, et E. TONGIORGI, après la datation absolue par la méthode Sr/Rb d'un granite de la région d'Olbia, le résultat étant 284^{+9} MA.

2-3-4 LES DIABASES

De nombreux affleurements de " diabase " sont signalés sur les cartes géologiques au 1/25.000 de l'Iglesiente. Encore plus nombreuses sont les descriptions de ces roches dans la littérature locale, étant donné le rôle important qu'on leur a attribué à diverses époques dans la formation des gîtes métallifères du Cambrien Sarde. En fait, sauf en de rares points (notamment à Campo Pisano), elles sont tout à fait exceptionnelles. Il semble que souvent, on ait attribué le nom de " diabases " à de nombreuses roches très altérées, donc difficilement déterminables.

Les diabases forment soit des filons minces (moins d'un mètre de puissance en général), soit des cheminées dans le Calcaire Métallifère. Il ne semble pas qu'on puisse en rencontrer plus haut dans la série. Un seul affleurement en est signalé dans les schistes (M. TARRICO, 1927). Je n'ai pas pu le retrouver bien que sa localisation soit indiquée avec précision par cet auteur. Peut-être s'agit-il une fois de plus d'une roche très altérée n'ayant rien à voir avec une roche éruptive. A Campo Pisano, les affleurements de diabase sont particulièrement bien développés, tant en nombre qu'en importance volumétrique, et bien visibles tant en surface que dans les travaux souterrains. Il s'agit dans tous les cas d'une roche gris-verdâtre, assez foncée, toujours très altérée, avec parfois de petites amandes de calcite blanche de 3-4 mm de longueur (Photo 30).

Dans les galeries, nombre d'affleurements de cette roche présentent des formes arborescentes, et se ramifient de façon irrégulière à partir d'un " tronc ", lui aussi irrégulier, porteur d'étranglements alternant avec des zones plus larges. Les " branches " s'arrêtent dans la masse même de la dolomie encaissante. Il existe aussi des boules de diabases, sans relations visibles avec une quelconque cheminée. Tout ceci, joint au fait que le Calcaire Métallifère semble être la roche la plus récente recoupée par les diabases de Campo Pisano, me conduirait à leur attribuer un âge Cambrien, si un filon de

diabase, au lieu dit Su Gisterru (feuille Buggerru de la carte au 1/25.000), filon présentant tous les caractères pétrographiques des diabases de Campo Pisano, n'était encaissé dans une faille mettant en contact les schistes ordoviciens et le Calcaire Métallifère.

S'agit-il de deux roches d'âges différents bien que présentant le même faciès ?

La mise en place des diabases s'est-elle poursuivie localement après le Cambrien ?

C'est une question que je ne trancherai pas, faute d'éléments suffisants pour cela, aucune mise en place de roches magmatiques ne pouvant être décelée de façon certaine avant l'apparition de granites liés à l'orogénèse hercynienne.

Peut-être tout ou partie de ces diabases seraient-elles à rattacher elles aussi à ce cycle, et représenteraient-elles quelque chose d'assez voisin des lamprophyres du cortège filonien des granites types Arbus (1).

(1) A propos de l'affleurement de diabase de su Gisterru, notons que la probabilité de la présence d'un granite à faible profondeur est assez grande, du fait de l'existence, non loin de là, de zones affectées par le métamorphisme de contact, bien qu'aucun granite ne soit visible en surface (Santa Lucia, Su Zurfuru).

2-3-5 LES RHYOLITES ALCAINES

Il n'en existe que quelques affleurement dispersés. Ce sont les " porfidi quarziferi " de la carte géologique italienne. Leur gisement est généralement filonien, le long de zones de failles (filon recoupant l'anticlinal de Genna Bogai, filon de Montevecchio), mais elles occupent parfois une surface irrégulière, sans orientation privilégiée nette (Cala Domestica, Gennamare).

En affleurements comme dans les travaux miniers, il s'agit toujours d'une roche gris-verdâtre, très claire. En surface elle est parfois piquetée de points de limonite, provenant très certainement de l'oxydation de pyrite. Ce minéral est d'ailleurs très abondant sur l'affleurement situé près du puits Gennamare, où a été ouverte une petite carrière à remblais et où la roche est criblée de petits cristaux cubiques de pyrite, cristaux dont la taille ne dépasse pas le millimètre.

Au microscope on ne note que peu de choses étant donné que ces roches sont toujours passablement altérées, et que leur granulométrie est très fine.

La structure est variable même sur un affleurement donné. Elle est parfois nettement sphérolitique (Gennamare) (Photo 31). Des sphérolites de 1/10 de mm environ sont emballés dans une matrice quartzofeldspathique, d'importance variable à l'intérieur d'une seule lame mince mais toujours moins abondante que les sphérolites. On y note également la présence de biotite (toujours très chloritisée) et de muscovite. Il arrive aussi (Montevecchio) que la roche soit à peu près entièrement vitreuse et contienne quelques rares phénocristaux de feldspaths entièrement séricitisés et par conséquent indéterminables.

Deux analyses chimiques en ont été effectuées :

- Rhyolite. Gennamare. Carrière à remblais, près du puits Gennamare
An. nouv. J. Orliac, Mai 1961. Clermont-Fd. N° 1551
I - 2 - 1(2) - 1' (4 - 1 - 1 - 4)
- Rhyolite. Montevecchio. Filon Sant' Antonio, niveau 140
An. nouv. S. Couturié-Pignide, mai 1962, Clermont-Fd, N° 1815
I - 2 - 2' - '2 (2 - 1 - 1 - 1)

L'interprétation de ces analyses est rendue délicate par le degré d'altération de ces roches. Il en ressort toutefois le caractère nettement alcalin, et plus précisément potassique de ces roches. Ces rhyolithes étant intrusives dans le Post-Gothlandien, elles sont très probablement à rattacher aux phénomènes magmatiques liés à l'orogénèse hercynienne. Leurs caractères pétrographiques et chimiques étant très différents de ceux des laves récentes (tertiaires et quaternaires) de la région, il est en effet à exclure qu'elles puissent s'y rattacher.

Il est très difficile de savoir si elles sont pré ou post-granitiques. Bien que se trouvant dans une zone encore légèrement métamorphique, aucun métamorphisme n'y est visible. Mais l'influence d'un métamorphisme éventuel sur une telle roche serait certainement restée assez discrète, et serait en outre vraisemblablement masquée au moins en partie par l'altération ultérieure.

Plus probablement, il s'agit d'un épisode de volcanisme permien, des rhyolites permien-
nes certaines étant bien connues par ailleurs en d'autres points de la Sardaigne.

2 - 4 LA TECTONIQUE

Etant donné la grande importance de la tectonique dans l'étude des minéralisations, et en particulier les liaisons fréquentes existant entre minéralisations et tectonique cassante, je n'en donnerai ici qu'un bref aperçu, me réservant une description plus détaillée des faits tectoniques dans le cadre de l'étude des différentes mines faisant l'objet de ce mémoire. Dans la mesure du possible, je ferai alors appel aux données de la mécanique des roches pour tenter, à partir des observations de terrain, de reconstituer la dynamique des déformations.

La tectonique sarde est passablement embrouillée, du fait de la superposition de deux phases orogéniques ayant donné lieu à des plissements d'importance notable (orogénèse calédonienne et hercynienne) et de trois phases de tectonique cassante (calédonienne, hercynienne, et alpine). De plus, la nature même des séries sédimentaires, souvent très monotones et plus ou moins dépourvues de fossiles, ne fait que compliquer les choses.

La tectonique souple, tant dans l'ensemble de la Sardaigne que dans la région étudiée est assez calme, malgré la superposition de plusieurs phases de plissements. Il n'y existe ni nappe de charriage, ni chevauchements.

La première phase de plissement correspond à la " phase sarde " de l'orogénèse calédonienne. L'âge exact de ce plissement est inconnu, par manque de documents paléontologiques. Il est post-acadien, et ante-ordovicien. Dans la région étudiée ici, les plissements de cet âge sont à axe Est-Ouest. L'importance de ce plissement est aujourd'hui très discutée. Sa réalité dans l'Iglesiente ne semble toutefois pas devoir faire de doute.

Entre cette première orogénèse majeure et l'orogénèse hercynienne se sont produits quelques mouvements sans grande importance vers la fin de l'Ordovicien et à la fin du Gothlandien. Ces mouvements ne sont marqués que par de petits niveaux conglomératiques, et de très légères discordances. Ils correspondent sans doute aux phases taconiques et ardennaises de l'orogénèse calédonienne.

Le dernier plissement ayant affecté la Sardaigne est hercynien. Cette direction de plissement, plus ou moins perpendiculaire à la direction sarde dans l'Iglesiente, s'est superposée à celle-ci en produisant un flambage des plis Est-Ouest, bien visible au niveau de l'anticlinal de Gonnese-Funtana Perda.

La tectonique cassante est évidemment aussi très importante. La Sardaigne apparaît comme constituée d'un assemblage de blocs grossièrement losangiques, limités par de grands accidents principalement N 70E et N 50W. Il semble que ces failles soient alpines ou que tout au moins elles aient joué lors de l'orogénèse alpine, car elles affectent la couverture mésozoïque, et limitent les grands bassins d'effondrement tertiaire du Campidano et du Cixerri. Elles sont bien visibles même sur une carte topographique à grande échelle, par le fait qu'elles déterminent dans le nord de l'île la direction des chaînes montagneuses des Baronies, du Marghime, etc... toutes orientées selon des directions N 70 E.

Dans l'Iglesiente, il est également fréquent de rencontrer des failles de direction comprises entre N 20 W et N 15 E. Ce sont les plus grands accidents de la région, parfois soulignés par des filons de diabase, de porphyroïdes ou de " quartzites ". Comme elles affectent l'Ordovicien, elles sont sûrement postérieures à l'orogénèse sarde. L'une de ces failles passe sous un lambeau de Crétacé subhorizontal sans l'affecter (Fig. 13), ce qui conduit à lui attribuer un âge hercynien. Il n'est bien sûr pas certain, a priori, que toutes les failles de cette direction aient cet âge, mais leur liaison avec des phénomènes magmatiques hercyniens (porphyroïdes) constitue un bon argument pour permettre de généraliser cette interprétation. Nous verrons d'autre part plus avant que la mécanique des roches conduit à la même conclusion en ce qui concerne l'une d'entre elles.

Les grès du Cambrien, ainsi que l'on peut en juger de par leur composition minéralogique, proviennent du démantèlement de granites ou migmatites anté-cambriens (présence de feldspath calcoalcalin et potassique, micas, apatite, tourmaline, etc...). Il existait donc à proximité du bassin de sédimentation un vieux socle fortement érodé.

La profondeur de la mer cambrienne était alors faible, et le dépôt des sédiments se faisait dans des eaux agitées (présence de stratifications entrecroisées dans les grès, lentilles de calcaires et dolomies oolithiques). Un autre argument attestant la faiblesse de la profondeur du dépôt est l'existence en certains points de Problematica, considérés par P. HUPE comme impliquant une sédimentation littorale.

Une autre indication, fournies par ces mêmes Problematica concerne le climat régnant alors dans la région. Le processus même de formation de ces Problematica, par fossilisation de boudins de boue, implique un climat chaud. Il en est de même de la couleur rougeâtre des grès. L'existence même de grains de feldspath particulièrement frais serait un argument supplémentaire pour admettre l'existence d'un tel climat (H. B. MILNER, 1962) : "Where freshness of feldspar is the marked feature, mechanical attrition under arid or glacial conditions is suggested".

On peut donc appliquer à ces terrains la conclusion tirée par P. HUPE à propos des grès du Précambrien III de Mauritanie : " Il paraît en somme se dégager de ces quelques constatations le tableau d'une aire de sédimentation en pays physiographiquement assez mûr, sous climat semi-aride." Il n'est pas du tout certain que les calcaires

correspondent à un approfondissement notable du fond marin. L'absence de fossiles dans cet étage ne permet pas d'avoir la confirmation directe de ce fait mais il est à noter que l'apport terrigène, bien que fortement réduit, n'en devient pas nul pour autant (présence en particulier de quartz détritique).

L'approfondissement devient plus net avec l'apparition des schistes. Rien ne permet de penser que le dépôt de ceux-ci ait été localisé en certains points particuliers. Il est probable que tout le bassin fut affecté par leur dépôt. Le conglomérat de base ordovicien faisant suite, dans le temps, à la phase sarde de l'orogénèse calédonienne et ce conglomérat renfermant des quantités non négligeables de galets calcaires, l'érosion a dû être assez prolongée et assez forte pour dénuder localement les calcaires. On peut penser que cette exondaison des calcaires cambriens ainsi débarassés de leur couverture schisteuse a dû entraîner pour la première fois l'apparition de phénomènes karstiques. On ne peut évidemment pas faire la part exacte de ce qui revient à ceux-ci à cause des reprises d'activité karstique ultérieures ayant très certainement utilisé les mêmes voies de circulation d'eau.

Les conglomérats rouges barytiques ont été interprétés (J.P. BENZ) comme représentant des épisodes lagunaires. Je reviendrai sur cette interprétation lors de l'étude des minéralisations d'Arenas.

Les phases taconiques et ardennaises de l'orogénèse calédonienne ne durent que peu modifier l'allure du pays. On ne peut leur attribuer que de petits bancs conglomératiques, légèrement discordants. Enfin, avec le Post-Gothlandien, s'établit la sédimentation type flysch. L'origine de cette quantité considérable de matériel terrigène reste pour le moins mystérieuse. En effet, on n'y retrouve aucun caractère permettant de le rattacher au démantèlement des Calédonides. Ses éléments constitutifs restent en effet d'origine granitique ou métamorphique profonde, alors que granites et métamorphisme calédoniens sont inconnus en Sardaigne. Le caractère des quartz détritiques étant différent de ceux du quartz des grès cambriens, ainsi qu'il a été dit ci-dessus, j'en conclurai que l'alimentation du bassin se faisait alors à partir d'une source différente.

Le dépôt de cette série allait se terminer par l'orogénèse hercynienne. A quelle (s) phase (s) appartient (ent) ce ou ces épisodes de plissements, il est impossible de le dire, la série étant azoïque, et ne fournissant aucun repère stratigraphique. Tout au plus, peut-on dire que les plissements étaient terminés au Stéphanien supérieur, ces terrains n'étant pas plissés et présentant un faciès continental (grès à plantes).

Donc l'histoire de cette zone peut se résumer ainsi :

- Existence d'un socle métamorphique et granité, fortement érodé, à proximité duquel s'établit une sédimentation en eau peu profonde, le bassin s'approfondissant légèrement au cours du temps.

- Ce bassin fut le siège de nombreux mouvements liés à l'orogénèse calédonienne, et dont seul le premier eut une importance telle qu'un plissement des couches se produisit, accompagné d'une émergence plus ou moins longue.

- Reprise de la chaîne calédonienne ainsi établie dans le géosynclinal hercynien, puis seconde phase majeure de tectonique souple, accompagnée de phénomènes magmatiques importants (granites circonscrits, granophyres).

- Etablissement du régime continental.

3 - LES MINERALISATIONS
=====

Etant donné la grande importance que présente, en géologie minière, l'étude des fractures des roches (failles, diaclases), il est souvent intéressant d'étudier la genèse de la fracturation en reconstituant par l'esprit les forces qui les ont provoquées, en déterminant leur orientation et leurs intensités relatives. C'est ce que je tenterai de faire ici dans certains cas. Aussi rappellerai-je brièvement les bases théoriques de telles recherches.

Les contraintes

" If a body of material is deformed within the elastic limit, each part of it exerts a force on the adjoining part. This internal force, called stress, can be resolved into components. If we select any point within the body and pass through this point an imaginary plane, there will, in the general case, be a component of the force which tends to make the material on one side of the plane slide over the material on the other side, i. e., a shearing component. There is also a component which tends either to press the sides of the plane together or to pull them apart, i. e., a normal component. If the tendency is to pull apart, the normal component is tensile... If the tendency is to squeeze together, the normal stress is compressive." (H. E. Mc KINSTRY, Mining geology).

En d'autres termes, si F est la force appliquée à un élément de surface dS , on aura :

$$F = c dS$$

c représentant la contrainte.

Milieu homogène soumis à une contrainte uniforme

C'est évidemment le cas le plus simple, C'est celui d'un échantillon homogène placé entre les plateaux d'une presse hydraulique. Il existe alors un certain nombre de plans

dans lesquels il ne s'exerce aucun effort de cisaillement : ce sont les plans parallèles et perpendiculaires aux plateaux de la presse.

Si l'expérience est conduite sur un échantillon parallélépipédique, et si les faces non en contact avec les plateaux de la presse sont soumises à deux pressions latérales inégales, perpendiculaires entre elles et parallèles aux plateaux de la presse (Fig. 15) de façon à ce que le système n'ait pas d'axe de symétrie d'ordre supérieur à 2, les directions selon lesquelles il ne s'exerce pas d'effort de cisaillement sont celles de trois familles de plans orthogonaux entre eux, et les intersections de ces plans correspondent aux contraintes principales, inégales dans le cas considéré, que l'on note N_1 , N_2 , N_3 . Par convention, je prendrai :

$$|N_1| > |N_2| > |N_3|$$

Si on compte positivement les compressions et négativement les tractions, les forces de traction étant le plus souvent négligeables en géologie, la contrainte la plus élevée algébriquement le sera aussi en valeur absolue, d'où

$$N_1 > N_2 > N_3$$

Tout plan du corps considéré autre que les plans $N_1 N_2$, $N_2 N_3$, $N_3 N_1$, sera soumis à la fois à des efforts de tension et de cisaillement. Le cisaillement sera maximum le long de deux plans situés dans le dièdre $N_1 N_2 - N_2 N_3$. C'est le long de ces plans de cisaillement maximum que prendront naissance les fractures de cisaillement.

Ceci est illustré de façon particulièrement frappante par les vieilles expériences de A. DAUBREE (1879), sur des cubes de mastic déformés entre les plateaux d'une presse. DAUBREE ayant remarqué l'existence de deux directions de fractures symétriques leur a attribué le nom de directions conjuguées.

Outre les fractures de cisaillement, il peut apparaître aussi des fractures de tension, dont la direction est celle du plan $N_1 N_2$ (D. T. GRIGGS, 1936) (Fig. 16).

Diagramme de MOHR

Si, dans un système d'axes rectangulaires (X, Y) , on porte en abscisse les valeurs des contraintes principales N_1, N_2, N_3 définies ci-dessus appliquées à un corps, on démontre qu'à l'équilibre, x et y étant respectivement les valeurs de la composante normale et de la composante tangentielle de la force appliquée à un élément de surface du corps d'orientation déterminée, le lieu géométrique des points de coordonnées (x, y) représentant les forces appliquées à tous les éléments de surface du corps est la surface limitée par les cercles de diamètre $(N_1 - N_3), (N_1 - N_2), (N_2 - N_3)$ (Fig. 17).

Courbe de CAQUOT, ou courbe intrinsèque

En modifiant convenablement N_1, N_2 et N_3 , on peut amener le corps à se rompre par cisaillement. Les deux points représentatifs de (x_m, y_m) , x_m et y_m étant les valeurs de x et y relatives aux plans selon lesquels se produit le cisaillement (directions conjuguées de DAUBREE) sont alors situés sur le cercle de diamètre $(N_1 - N_3)$, symétriquement par rapport à l'axe des X . En faisant varier les valeurs de N_1, N_2 et N_3 , on constate qu'à la rupture tous les cercles de MOHR de diamètre $(N_1 - N_3)$ sont tangents à une même courbe - enveloppe. Cette courbe - enveloppe, dont l'allure dépend uniquement du matériau utilisé pour l'expérience, est la courbe de CAQUOT, ou courbe intrinsèque (1). (Fig. 18)

Dans les différents cas expérimentaux, les points de coordonnées (x_m, y_m) sont les points où le cercle de MOHR $(N_1 - N_3)$ est tangent à la courbe intrinsèque, quelles que soient les valeurs de N_1, N_2, N_3 , au moment où s'amorce la rupture.

On démontre que l'angle formé par l'axe des abscisses et le rayon du cercle $(N_1 - N_3)$, $O - (x_m, y_m)$ est égal à 2ω , étant l'angle de cisaillement, c'est à dire l'angle que fait le plan $N_1 N_2$ avec les plans de cisaillement. Il en vient que l'angle de cisaillement ω sera au plus égal à 45° (cas où les branches de la courbe intrinsèque sont parallèles

(1) Il est bien évident que le diagramme de MOHR et la courbe de CAQUOT n'ont de signification que dans le cas d'un matériau homogène, soumis à une contrainte uniforme.

à l'axe des abscisses, ce qui constitue un cas limite). L'angle ω sera généralement inférieur à 45° , et variera, pour un même matériau, pour les différentes valeurs de $(N_1 - N_3)$ provoquant la rupture, cet angle diminuant lorsque $(N_1 - N_3)$ est tel que la rupture se produit plus près du sommet de la courbe intrinsèque.

Distinction entre fractures de cisaillement et fractures de tension

Cette distinction est importante, car s'il est possible de reconnaître sans ambiguïté dans un champ de fractures soit la direction des fractures de tension, soit celle des fractures de cisaillement, on a alors un élément permettant d'orienter le champ des contraintes au moment de la fracturation, la position des fractures étant liée de façon impérative à l'orientation des contraintes principales ainsi qu'il a été dit ci-dessus. Ceci n'est malheureusement pas toujours facile.

" To distinguish confidently between shears and tension cracks is not always possible, especially when the shapes are blurred by replacement or when the history of movements has been complex. " (H. E. Mc KINSTRY, Mining Geology).

Néanmoins un certain nombre de critères permettent parfois de résoudre le problème.

Fractures de tension

Ce sont généralement des fractures étroites, à épontes nettes. Si elles recoupent un horizon stratigraphique repère, on note qu'elles n'y provoquent pas de décrochements appréciables. Les filons placés sur de telles fractures sont réguliers, et contiennent parfois des blocs anguleux, parallélépipédiques, de la roche des épontes (" domino breccia ").

Fractures de cisaillement

Souvent beaucoup plus importantes, et mieux développées que les précédentes, elles sont souvent très larges, et donnent naissance à une zone broyée, au lieu de donner, comme les fractures de tension, une fracture ouverte nette.

Une fracture de cisaillement n'est presque jamais isolée, mais au contraire associée à d'autres fractures du même type, plus ou moins parallèles, groupées en faisceau, formant

une zone de cisaillement (shear-zone). Les décrochements ou rejets provoqués par de telles fractures sont souvent importants.

Si un filon se met en place le long d'une telle zone de cisaillement, il n'y aura pas de caisse filonienne nette, mais plutôt une " zone filonienne " comprenant plusieurs veines minéralisées irrégulières.

Une fracture de cisaillement peut se terminer par une ou plusieurs fractures de tension (" fractures en échelon "), le changement de nature de la fracture s'accompagnant d'un changement de direction égal à l'angle ω . Les fractures de tension terminant une fracture de cisaillement sont toujours courtes.

En résumé, une même phase de fracturation peut donc provoquer l'apparition de trois directions de fractures :

- Une direction de fractures de tension
- Deux directions de fractures de cisaillement, l'angle formé par les deux directions de cisaillement 2ω étant en tous cas inférieur à 90° , et admettant comme bissectrice la direction des fractures de tension.

Représentation graphique du champ des contraintes en un point

Un schéma des rapports contraintes-fracturation ayant été établi, il convient d'une part de le représenter de façon simple, d'autre part d'en vérifier la possibilité, compte tenu des lois énoncées ci-dessus. Pour cela, afin d'éliminer toutes distorsions dues aux effets de perspectives (cf. Mc KINSTRY, p. 302, fig. 76) (Fig. 19), on représente la répartition des zones de fracturation et du champ de contraintes supposé par leurs projections sur le plan $N_1 N_3$. La trace du plan $N_1 N_2$, (autrement dit direction de N_1) sur ce plan se note , les directions de cisaillement se notant , ce qui permet de préciser le sens du déplacement relatif des lèvres de la fracture, imposé par la direction de N_1 . Accessoirement, on peut noter  les deux directions situées de part et d'autre à 45° de N_1 . Les diagrammes donnent ainsi rapidement un double contrôle au schéma de fracturation proposé :

- En montrant si la condition $\omega \leq 45^\circ$ est respectée,

- En permettant de vérifier si le sens des rejets des fractures de cisaillement, imposé par le schéma, est conforme ou non au sens des rejets observés sur le terrain.

Quoiqu'il en soit, il convient de ne pas oublier que ces contrôles indiquent seulement si un schéma est possible ou non, mais ne peuvent donner aucune certitude quant à la véracité de l'explication des faits proposée. En effet, un autre schéma (par exemple fracturation en deux temps, des fractures anciennes pouvant rejouer au cours d'une phase tectonique ultérieure, simultanément aux fractures propres à cette phase plus récente) pouvant être lui aussi possible. Toutefois les conditions imposées sont suffisamment restrictives pour que le schéma en tenant compte ait une très forte probabilité d'être l'expression de la réalité.

Notons enfin que les trois directions de fracturation possibles au cours d'une seule et même phase de fracturation ne se rencontrent que rarement sur le terrain. Le plus souvent, deux seulement sont bien développées, la troisième restant fort discrète.

3 - 2 HISTORIQUE DE L'EXPLOITATION DES MINES SARDES

Du fait de l'existence de galène argentifère dans de nombreuses mines sardes, l'exploitation des richesses minières de l'île a débuté dans des temps très reculés.

Il est fort possible que les Carthaginois s'y intéressèrent et que le minerai servit de monnaie d'échange entre ceux-ci et les Protosardes, habitants des " nuraghi ", qui entretenaient des relations commerciales suivies avec leurs puissants voisins africains.

Un saumon de plomb, datant peut-être de cette époque, a été trouvé dans les ruines du village nuragique de Serucci, et dans ce même village les archéologues compétents ont reconnu l'emplacement de fours destinés à la fusion du minerai.

A l'issue de la première Guerre Punique, les Romains s'emparèrent de la Sardaigne. Ou tout au moins de la région qui nous intéresse ici et des plaines, les hautes montagnes du centre restant occupées par les autochtones insoumis (d'où le nom de " Barbagia " que porte encore le centre de l'île).

Si aucun travail minier ne peut être attribué avec certitude aux Carthaginois ou aux Protosardes, les travaux sûrement romains, datés par des armes, des lampes, etc... ne sont pas rares. La main d'oeuvre était fournie par les " condamnés aux mines ". Le travail se faisait au feu, en suivant les veines minéralisées à partir de l'affleurement. Le minerai abattu était traité sur place. Si la préparation mécanique du minerai se faisait principalement à la main, on a la preuve que les Romains ont connu la flottation : à Montevecchio, on a retrouvé des bacs de plomb utilisés à cet effet. Le collecteur utilisé était probablement l'huile de lentisque. Si l'analyse des scories nous montre que la récu-

pération du plomb se faisait avec un rendement assez faible, la coupellation avait déjà atteint un degré de perfection suffisant pour permettre une récupération presque totale de l'argent.

La fin de l'Empire Romain d'Occident provoque la mise en sommeil de l'industrie minière sarde, jusqu'à l'époque des Judicats. Au XI^e Siècle, l'exploitation reprend, pour le compte des Pisans. Cette période d'activité durera jusqu'à la fin du XIV^e Siècle. C'est l'époque de la splendeur de Villa di Chiesa, aujourd'hui Iglesias, centre de l'activité minière.

Pour la première fois, le travail de la mine est confié à des hommes libres. La main-d'oeuvre se trouvant difficilement, le droit d'asile est accordé à tous ceux qui se réfugient à Iglesias, moyennant qu'ils travaillent à la mine. Iglesias devient ainsi rapidement une gigantesque Cour des Miracles, refuge de tous les truands en difficulté. Le travail de la mine nécessitant tout de même certaines connaissances techniques de la part des chefs d'exploitations, les Pisans s'adressent, comme tous les exploitants de l'époque, aux cadres Saxons, qui, non contents de diriger les exploitations, mettent sur pied l'un des premiers codes miniers du monde, en tous cas le premier qui fut appliqué en Sardaigne. C'est le " Breve di Villa di Chiesa ", conservé près l'Evêché d'Iglesias. Outre les dispositions légales concernant la recherche (entièrement libre) et l'exploitation des mines, cet ouvrage renferme également une description des travaux effectués, description si précise qu'elle a permis de retrouver un certain nombre de travaux souterrains à partir des galeries actuelles (chantier de Bambola, mine de San Giovanni, en particulier). L'abat-tage se faisait encore au feu et aux coins, en suivant les veines minéralisées depuis la surface. Aucune recherche souterraine n'était faite.

Au XV^e Siècle, les Aragonais succèdent aux Pisans, et la Sardaigne entre dans une période troublée, des soulèvements continuels étant suivis de répressions sans merci. Cette agitation permanente, puis la découverte des riches mines d'argent mexicaines et sud-américaines entraînent la fermeture de toutes les mines sardes. En 1708, la Sardaigne devient autrichienne, puis, en 1779, elle est rattachée au royaume de Savoie. La situation politique y demeure confuse, et l'insécurité est telle qu'aucune activité industrielle n'est seulement pensable.

Si la domination de la Maison de Piémont-Savoie en Sardaigne eut des conséquences particulièrement néfastes dans le domaine agricole (Edit des Clotures, 1820) en détruisant un équilibre économique déjà assez précaire, son action dans le domaine minier fut on ne peut plus heureuse. L'extension à la Sardaigne, en 1848, de la loi piémontaise du 30-6-1840, rendant concessible l'exploitation du sous-sol, donna le départ à l'activité minière sarde moderne. Assouplie en 1859, et appliquée de façon particulièrement libérale et expéditive, elle aboutit en peu d'années à déclancher une prospection systématique de tous les indices des zones réputées favorables, et provoque un afflux de capitaux italiens ou étrangers.

Le résultat pratique de cette politique fut la découverte, en 1866, de la calamine, trouvée d'abord à Malfidano, puis à Monteponi, San Giovanni, etc...

Malgré les difficultés dues à l'absence de voies de communication, à la malaria, toutes les mines connurent, en cette fin du XIXe Siècle, un essor prodigieux. Ce qui n'alla pas sans heurts. Il suffit, pour s'en persuader, d'évoquer la grève de Buggerru (1904) et les troubles sanglants qu'elle entraîna.

Les amas calaminaires riches épuisés, on attaqua les amas bendeux, plus profonds, encore exploités actuellement.

Tous les amas riches, à de rares exceptions près, sont aujourd'hui épuisés, et les mines sardes ne doivent leur activité actuelle qu'aux progrès des procédés d'exploitation et de préparation mécanique des minerais qui permettent l'exploitation des minerais pauvres ou complexes, voire même la reprise d'anciens stériles de laverie, ou de remblais constitués de calamine pauvres.

Ce changement des conditions économiques des gisements est allé de pair avec une concentration des concessions entre les mains de peu de sociétés. Au début du siècle, nombreuses étaient les compagnies minières ayant des intérêts en Sardaigne (Montevecchio, Monteponi, Vieille Montagne, Compagnie Française des Mines de Malfidano, Pertusola Ltd, etc...), tandis que d'autres mines étaient aux mains de privés (G. Asproni). Il ne reste actuellement que trois compagnies minières qui se partagent les concessions de l'Iglesiente :

- La Monteponi-Montevercchio spa (Mines de Montevercchio, Ingurtosu Candiazzus, Monteponi, Campo Pisano, San Giorgio, Seddas Moddizzis, Tiny).
- La Societa Mineraria e Metallurgica di Pertusola (Buggerru, Arenas, su Zurfuru, San Giovanni).
- L'Azienda Mineraria e Metallurgica Italiana (AMMI spa)(Monte Agruxiau, Nebida, Masua, San Benedetto, s'ega s'Acqua).

Les concentrés sont généralement évacués par la route jusqu'au port de Sant' Antioco et expédiés par minéraliers jusqu'aux fonderies, situées en Italie continentale. La seule fonderie sarde importante est celle de San Gavino, où sont traités les concentrés de plomb de la Monteponi-Montevercchio.

3 - 3 LES MINERALISATIONS PLOMBO-ZINCIFERES

3-3-1 LE CHAMP FILONNIEN DE L'ARBURESE

3-3-1-1- DESCRIPTION DU CHAMP FILONNIEN DE L'ARBURESE

Le champ filonien de l'Arburese enveloppe, sur ses côtés Ouest et Est, le batholite granitique de l'Arburese. La plupart des filons sont encaissés dans les schistes post-gothlandiens. Quelques uns pénètrent dans le granite.

Certains des filons qui le composent, particulièrement riches en plomb, étaient connus et exploités à l'époque romaine, mais il ne semble pas que les travaux antiques aient atteint ici la même ampleur que dans l'Anneau Métallifère.

Comme pour la plupart des mines sardes, le début de l'exploitation moderne se situe aux environs de 1850. Jusqu'à ces dernières années, deux sociétés se partageaient l'exploitation de l'ensemble du champ filonien, la Montevecchio s.p.a. et le S.M.M. Pertusola. Depuis 1964, l'ensemble des concessions appartient à la première. Mais seule la partie située au nord du granite est actuellement exploitée (zones de Montevecchio et Ingurtosu). Sur la bordure Ouest, la mine de Gennamare a été fermée en 1963, et Pinnadeddu a cessé toute activité vers 1925.

Un premier examen superficiel du champ filonien permet de distinguer deux types de filons :

- Des filons radiaux, de direction grossièrement normale au contact schistes-granite, et recoupant indifféremment ces deux terrains.
- Des filons périphériques, entièrement encaissés dans les schistes, et tournant autour du granite.

Les deux types de filons peuvent être minéralisés, mais ceux du second type sont très loin les plus importants du point de vue économique.

Je décrirai ci-dessous les principaux filons ayant fait l'objet de travaux miniers de quelque importance.

3-3-1-1-1- MONTEVECCHIO (1)

Les filons de Montevecchio sont plus ou moins parallèles à la bordure septentrionale du granite, donc pratiquement Est-Ouest. Leur appartenance au type périphérique implique qu'ils sont entièrement encaissés dans les schistes. Ce sont des filons très puissants, sans caisse filonienne nettement définie, et à peu près tous présentent plusieurs veines minéralisées, au moins sur une certaine partie de leur extension verticale ou horizontale. Les filons se terminent généralement par une sorte de courte apophyse faisant un angle d'une trentaine de degrés avec la direction principale du filon, et dirigée vers le Sud-Est, pour l'extrémité Est, et vers le Nord-Ouest pour l'extrémité Ouest.

Plusieurs filons se relaient ainsi. Ce sont, d'Est en Ouest : Sant' Antonio, Piccalina (situé un peu plus au Nord), Sanna, Telle et Casargiu.

Le caractère de la minéralisation, plombifère ou zincifère, varie d'un filon à l'autre, et parfois même à l'intérieur d'un même filon. La nature des minéraux de gangue est également variable.

(1) Collection des Gîtes Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris
N° 4375 et 4508.

Le filon de Sant'Antonio

C'est actuellement le plus important des filons de Montevecchio. C'est également le plus complexe de par sa structure. Il est reconnu par galeries des affleurements (niveau 310) - 180 (Fig. 21).

Par sondages on l'a recoupé en divers points de cotes inférieures à celles des exploitations les plus profondes, le sondage le plus profond l'ayant atteint au niveau - 850. Aux affleurements, sa longueur est de 1300 m., sa largeur est très variable, de quelques mètres à 25 - 30 mètres. Comme pour tous les filons de Montevecchio, le pendage est de 80° vers le Nord. Toutefois il varie légèrement dans le détail, d'un endroit à l'autre du filon. Sa direction est Est-Ouest.

Les particularités les plus notables de ce filon concernent sa zonalité verticale.

Dès le niveau + 310, le filon est composé de deux veines distantes de quelques mètres : une veine du toit, à gangue quartzo-barytique, minéralisée en galène, et une veine du mur, un peu plus au sud, blendeuse.

L'existence de deux veines situées l'une au toit, l'autre au mur de la caisse filonienne et reliées entre elles par des veines secondaires ayant généralement un pendage inverse de celui des veines principales, est une caractéristique constante de tous les filons de type périphérique d'Ingurtosu-Montevecchio. On note, en outre, la présence de nombreuses fractures de tension, courtes et épaisses, richement minéralisées. C'est dans ces niveaux supérieurs que les travaux ont permis de reconnaître que le filon Sant' Antonio était décalé vers son extrémité orientale par une faille Nord-Sud, qui présente la particularité d'être minéralisée. Cette minéralisation de faille présente un aspect fort différent de la minéralisation normale du filon, en ce sens qu'elle est très fine, et rubannée, le rubannement étant parallèle à la direction de la faille (niveau Santa Barbara). L'oxydation est très marquée, malgré la proximité de la surface topographique.

Le filon est principalement plombifère jusqu'au niveau 240. La gangue reste très siliceuse et le quartz y présente assez fréquemment le faciès " quartz haché " indiquant une

pseudomorphose de barytine tabulaire par la silice. Puis la blende devient prépondérante. Au niveau 240, le filon Sant' Antonio rencontre un filon de porphyroïde, situé au toit, et plongeant moins fortement que ce dernier (50 degrés environ).

Ce porphyroïde ayant déjà été décrit ci-dessus, je ne reviendrai pas sur ses caractères pétrographiques. Signalons toutefois l'importance économique qu'il revêt ici. Il est, en effet, suivi au toit et au mur par une minéralisation blendeuse, en couche régulière, très riche, dont les caractères minéralogiques sont analogues à ceux de la minéralisation blendeuse de la caisse filonienne proprement dite. La blende pénètre également le long des fissures du porphyroïde, mais il est important de remarquer que jamais elle ne se présente à l'état disséminé dans la masse de la roche. Son âge est donc plus récent que celui du porphyroïde, et il est fort probable qu'il n'existe aucune liaison génétique entre porphyroïde et sulfure, seules les caractéristiques mécaniques de ce dernier devant être rendues responsables de la présence de minerai, le porphyroïde ayant joué le rôle de drain vis à vis des solutions minéralisantes.

Le remplacement de la galène par la blende en tant que substance exploitable s'accompagne d'une diminution de la quantité de quartz constituant la gangue, et d'une augmentation de la quantité de carbonates (principalement sidérite, ankérite et dolomite).

Mais c'est dans les niveaux encore plus profonds que ce filon se singularise plus particulièrement. Vers le niveau - 40, le filon s'appauvrit, et, fait plus surprenant, sa composition minéralogique et la texture de la roche changent de façon tout à fait inattendue. Le minerai compact des niveaux supérieurs fait place à une roche vacuolaire, souvent à aspect carié, et la blende cède la place à une variété ferrique de smithsonite ("monheimite"). Cette smithsonite se présente soit en concrétions bothryoïdales blanchâtres dans les vides de la roche, soit en petits cristaux automorphes scalénoédriques de 2-3 millimètres de long, transparents, et fréquemment maclés (R. SITZIA, 1965) (Photo 32). Les cristaux sont eux aussi répartis sur les surfaces libres des cavités. La présence d'oxydes n'est pas la seule caractéristique minéralogique remarquable de ces niveaux. Toute une paragenèse anormale lui est liée. Ainsi, la barytine réapparaît. Mais le faciès qu'elle présente ici n'est pas celui connu plus haut. Au lieu de tablettes blanches, très plates, groupées en gerbe, il s'agit de prismes courts, trapus, transparents, un peu jaunâtres (Photo 33).

Le plus souvent il s'agit de prismes orthorhombiques sans troncatures. Comme les cristaux de monheimite, ces cristaux tapissent les cavités, et ils sont eux-mêmes, éventuellement, recouverts de smithsonite ferrière en cristaux automorphes.

Parmi les autres minéraux peu ordinaires dans ce gisement, mais abondants ici, je citerai la marcasite, la melnikovite et la calcédonite, toutes ces espèces minérales étant liées comme les précédentes aux vides de la roche. Les sulfures, autres que ceux de fer, y sont rares, et se limitent à un peu de blende, plus claire que la blende normale du filon, et à de rares et minuscules cristaux de galène. Outre les minéraux déjà cités, on rencontre également dans cette partie du filon l'héimorphite, la calcite, le gypse, tous en cristaux automorphes, le soufre, et du kaolin. Cette étrange minéralisation, composée essentiellement d'oxydes, donc à caractère plutôt supergène, bien que se trouvant bien en dessous du niveau de la mer et sous une épaisseur considérable de minéralisation sulfurée, est postérieure aux derniers mouvements ayant affecté le filon. En effet, on y relève jamais de cristaux brisés ni même simplement déformés mécaniquement, et ce, en dépit de la fragilité de minéraux comme la barytine ou la monheimite.

Vers le niveau - 130, la galène réapparaît en quantité largement suffisante pour en justifier l'exploitation. Et ce, sans que les minéraux de la " zone à monheimite " disparaissent pour autant. Ce nouveau changement de minéralisation utile s'accompagne d'un changement de gangue, le quartz redevenant très abondant.

La zonalité verticale du filon se complète par l'apparition, au niveau le plus profond actuellement connu (-850), niveau d'ailleurs atteint uniquement par sondage, d'une forte proportion de sulfo-antimoniures et sulfo-arséniures, rares dans les parties du gisement en exploitation (P. ZUFFARDI, 1962).

Au point de vue de sa structure dans un plan horizontal, le filon Sant' Antonio est assez complexe. Long de 1300 m. environ aux affleurements, il vient buter par son extrémité orientale sur des porphyroïdes dans lesquels il se divise à l'extrême, en donnant un stockwerk de filonnets de quartz stérile. (A. CAVINATO, P. ZUFFARDI, 1948).

A son extrémité occidentale, il rejoint le filon Piccalina. La jonction des deux filons se

fait plutôt par interpénétration mutuelle que par décrochement.

Sans continuité avec le filon Sant' Antonio, située en gros dans le prolongement de la veine Nord, et faisant un angle d'une trentaine de degrés avec la direction générale du Sant' Antonio, se trouve la " lentille Marcon " courte et épaisse lentille minéralisée en plomb et zinc, encaissée dans des argiles.

Les épontes du filon Sant' Antonio ne montrent pratiquement aucune altération. Tout au plus, peut-on noter localement une légère silicification ou un peu de kaolinisation.

Le filon Piccalina

Long de 1200 mètres, il est situé au Nord du filon Sant' Antonio et fait avec celui-ci un angle d'une vingtaine de degrés. Dans son ensemble, Piccalina est plus riche en plomb, encore qu'en profondeur il devienne plus blendeux, comme Sant' Antonio, vérifiant ainsi la loi de zonalité verticale normale.

La gangue est également plus riche en quartz, et contient un peu de barytine. L'oxydation superficielle est très limitée comme dans le cas précédent. On n'y connaît pas de phénomènes d'oxydation en profondeur rappelant de près ou de loin la " zone à monheimite " de Sant' Antonio. Ceci n'exclut pas, toutefois, la possibilité d'existence d'une telle zone, les travaux étant moins profonds à Piccalina. La puissance de ce filon (12 m. en moyenne) est dans l'ensemble inférieure à celle de Sant' Antonio. Le pendage est identique. Puissance et pendage sont sujets à de légères variations. Piccalina se ferme à ses extrémités en s'effrangeant, en se divisant en veinules. Il est relié au filon qui lui fait suite vers l'Ouest (filon Sanna) par de minces veinules stériles. La répartition de la minéralisation y est irrégulière, encore plus que dans le cas précédent, et plusieurs veines minéralisées peuvent être juxtaposées dans la caisse filonienne.

Le filon Sanna

Ce filon, qui fait suite vers l'Ouest à Sant' Antonio et à Piccalina, a une extension horizontale plus faible (300 m. environ), mais présente toujours une puissance assez considérable (15-20 m), et il comporte, lui aussi, deux veines minéralisées. Sa direction est N 70 E.

Il pend vers le N-NW. La différence la plus remarquable que l'on constate entre ce filon et les autres filons de Montevecchio, concerne l'importance de l'oxydation superficielle. Celle-ci atteint ici une cinquantaine de mètres, et certaines colonnes oxydées descendent jusqu'à 200 mètres sous la surface topographique (zone 7 - 10 Levante, P. ZUFFARDI, 1962), l'oxydation s'arrêtant vers le niveau + 80.

La minéralisation est ici à peu près exclusivement zincifère (5 - 6 % en zinc, 1 - 2 % en plomb, pour les niveaux blendeux). La gangue est peu quartzeuse, principalement sidéritique, avec un peu de barytine dans les niveaux superficiels. Le plomb tend à augmenter en profondeur, mais il reste toujours en faible proportion.

Signalons enfin que les épontes sont moins nettes que celles des filons précédents.

Le filon Telle

Telle, à l'Ouest de Sanna, et à peu près dans le prolongement de ce dernier, est un filon principalement plombifère, très irrégulier, à gangue de quartz, calcite, sidérite, constitué de plusieurs petites veines minéralisées.

Le filon Casargiu

Dernier filon Est-Ouest de Montevecchio, Casargiu n'est que l'extrémité orientale du filon Brassey, qui sera décrit ci-dessous.

Le filon Croiseur

C'est le seul filon de Montevecchio qui soit non pas parallèle mais normal au contact schistes-granite. Sa direction est Nord-Sud, et il plonge de 70° vers l'Ouest. Au Nord, il doit venir buter sur le filon Sant' Antonio, et son extrémité Sud pénètre dans le granite. Ce filon constitué uniquement de quartz, est pratiquement stérile; du moins, il est actuellement considéré comme tel : les recherches y ont été peu poussées jusqu'à présent, et n'ont rencontré que de petites minéralisations sans intérêt économique, principalement plombifères. Sa jonction avec le Sant' Antonio, sur lequel il doit venir buter au Nord n'a pas encore été reconnue par les travaux.

3-3-1-1-2- INGURTOSU (1)

Le filon Brassey

C'est le principal filon de tout le champ de l'Arburese, tant par sa longueur (plus de 2 kilo, mètres) que par la qualité de la minéralisation.

Ce filon débute à l'Est, un peu au Sud de Telle, dont il prend le relai. Il est exploité alors sous le nom de filon Casargiu (nom local de la région qu'il traverse). Puis, sur toute l'étendue des anciennes concessions Pertusola du groupe Ingurtosu, c'est à dire sur la majeure partie du filon, il est connu sous le nom de Brassey (en l'honneur le Lord Brassey, ancien propriétaire de la compagnie minière qui découvrit ce filon, et l'exploita jusqu'en 1920, date à laquelle les travaux furent repris par la Pertusola). Il se ferme à l'Ouest à Naracauli, près du Puits Lambert. Contrairement aux filons plus orientaux exploités à Montevecchio, le Brassey affleure généralement très mal, et la quantité comme la qualité des affleurements ne cesse de diminier en allant d'Est en Ouest.

La direction de ce filon est sujette à des variations assez notables. Dans la partie la plus occidentale, il est N 30 E, plongeant de 70° vers le NW.

Après environ 400 m., il tourne brusquement, devenant alors N 65 E. Il garde ensuite cette direction moyenne sur toute sa longueur.

Le Brassey est à peu près exclusivement zincifère. Les quelques parties de ce filon contenant des quantités récupérables de plomb restent quand même à dominante nettement blendeuse. La partie la plus à l'Ouest (" lère zone " des mineurs), comporte trois veines : la veine principale, la plus puissante au mur; la veine verticale; et au toit la veine inclinée. La première et la troisième, ont un pendage de 70° environ. La veine verticale rejoint la veine principale au niveau - 80. Elle est d'autre part la seule à contenir du plomb récupérable (1 % environ).

(1) Collection des Gites Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris - N° 4506

400 mètres environ après son changement de direction le filon Brassey devient stérile, se réduisant en une puissante veine de quartz. Toutefois, les recherches n'ayant pas été très poussées dans cette partie, il n'est pas impossible qu'il y existe de petites lentilles sulfurées ayant échappé aux investigations faites jusqu'alors.

Cette zone stérile a une longueur d'environ 600 m. Puis la minéralisation réapparaît brusquement. C'est la " 2ème zone " d'exploitation. Le minerai y présente sensiblement les mêmes caractères qu'à la première zone. La seule différence est qu'il n'y existe qu'une seule veine minéralisée actuellement connue et exploitée.

Cette " 2ème zone " est longue d'environ 700 mètres. Puis, à peu près à la limite de la " 3ème zone " des mineurs, le caractère de la minéralisation change légèrement, et très progressivement, par apparition de galène et d'un peu de chalcopryrite, cette dernière en quantité insignifiante, mais nettement visible à l'oeil nu. Quelques 200 m. plus à l'Est, la minéralisation retrouve un caractère à peu près exclusivement blendeux, et ce, de nouveau, de façon très progressive.

La teneur en zinc du Brassey est de l'ordre de 6 %. La teneur en plomb dans les parties mixtes, ne dépasse que rarement 1 - 1,5 %.

Ce filon se caractérise, du point de vue de sa morphologie interne, par l'absence de caisse filonienne bien individualisée. On passe progressivement du filon proprement dit aux schistes normaux par une zone de silification, intense du côté interne, diminuant progressivement vers l'extérieur, zone de transition parcourue par de petits filonnets minéralisés.

La minéralisation est rubannée, ou en cocardes. Mais on peut la qualifier de " bréchique en grand ", si l'on tient compte des nombreux morceaux, parfois très volumineux, de schistes plus ou moins silicifiés qui s'y trouvent englobés. La gangue est constituée de quartz et surtout de carbonates (principalement sidérite, la calcite et la dolomite étant moins abondantes). L'oxydation superficielle est peu développée, et il n'y a pas de trace connue d'oxydation profonde de type Sant' Antonio, malgré la grande profondeur atteinte par les travaux de la 1ère zone (-180). Tout au plus peut-on citer comme rappelant cette zone, la présence de géodes tout à fait exceptionnelles tapissées de cristaux automorphes

de gypse, que j'ai rencontrés au niveau -45 de la 1ère zone (Photo 34).

La terminaison Est de ce filon n'appelle aucun commentaire particulier. A l'Ouest, par contre, à proximité du puits Lambert, le filon devient brutalement stérile, uniquement quartzeux, et se perd très vite dans un terrain schisteux présentant une très mauvaise tenue mécanique en galerie. Toutes les tentatives faites pour trouver un quelconque prolongement du filon plus à l'Ouest sont demeurées vaines. Le Brassey constitue ainsi l'ultime manifestation occidentale de la zone de fracturation située au Nord du granite d'Arbus.

Il est difficile de trouver un quelconque contrôle de la richesse de la minéralisation du Brassey. Les changements locaux de pendage ou de puissance semblent n'avoir aucun effet sur la minéralisation. Les colonnes riches sont disposées de façon apparemment anarchique dans le plan du filon, du moins pour autant que l'on puisse en juger sur les plans de " puissance réduite " (1) conservés dans les archives de la mine.

Le seul contrôle valable concerne la teneur de la roche encaissante. Les schistes ébouleux contiennent une minéralisation pauvre, les roches plus dures étant plus favorables (E. STEFANI, 1945). Il n'en reste pas moins que la partie stérile séparant la 1ère et la 2ème zone, se trouve dans les terrains fortement silicifiés, à assez bonne teneur mécanique. Le contrôle n'a donc qu'une valeur très relative.

Le filon Ingurtosu

Ce filon est lui aussi très long, puisqu'il va de Casargiu, où il rejoint le Brassey, jusqu'à la mine de Gennamare où il se perd.

Contrairement aux filons dont il a été question jusqu'à présent, et qui étaient à peu près régulièrement minéralisés, il comporte de nombreuses zones stériles.

Sa direction horizontale varie de N 45 E à NS. Comme l'avait très justement remarqué J.M. GRAULICH (1953), les zones minéralisées sont les plus éloignées de la direction NS.

(1) La puissance réduite est la puissance totale de la minéralisation utile (ici la blende et la galène) recoupée par un front de taille.

Les zones exploitées sont donc celles d'Ingurtosu, de Pinadeddu, et de Gennamare. Je reviendrai ultérieurement sur ces deux dernières parties du filon, et il ne sera question ici que de la première partie, que je ne connais, d'ailleurs, que par les rapports Pertusola le concernant, car lors de mon arrivée en Sardaigne les travaux sur ce filon étaient déjà arrêtés et les chantiers inaccessibles. Ce filon de direction N 40 - 45 E, pend de 65° vers le S.W. Sa caisse filonienne est nette, et très quartzifiée.

La minéralisation est essentiellement plombifère, et tient 5-6 % de métal. La teneur en zinc est faible, de l'ordre de 2 %, et s'élève un peu au contact de ce filon avec les filons de type radial. Il comporte au moins deux veines, parfois plus, celle du toit étant toujours la plus riche.

Le Cervo

Le Cervo constitue une bretelle entre l'Ingurtosu et le Brassey. Il se germe un peu avant de rencontrer ce dernier, et le prolongement du Cervo rejoint le Brassey là où celui-ci change de direction. On connaît de nombreux affleurements de ce filon entre le Puits Gal, qui dessert le Cervo et la 2ème zone du Brassey, et sa terminaison sur l'Ingurtosu, à Casargiu. Comme l'Ingurtosu, ce filon est actuellement abandonné. Minéralisé en mixtes plomb-zinc, il comportait quatre lentilles minéralisées : une à Casargiu, à la jonction avec l'Ingurtosu, une entre Casargiu et le puits Gal, une au puits Gal, et une dernière moins importante, entre le puits Gal et le Brassey, à proximité du puits Turbina.

Le Perdas Nieddas

Le filon Perdas Nieddas ("Pierres Noires") affleure au Sud de la 1ère zone du Brassey. Sa direction est N 45 E, son pendage de 65° vers le Nord.

Ce filon est puissant d'une vingtaine de mètres. Il affleure bien. Il présente une structure très bréchique, des morceaux de schistes plus ou moins indurés par la silification étant pris dans une gangue de quartz et de limonite. Cette dernière provient évidemment de l'oxydation de la sidérite, dont elle conserve parfois les formes cristallographiques.

La minéralisation de ce filon est peu connue, les travaux qui y ont été fait se limitant à environ 250 mètres de traçage au niveau de la vallée que recoupe le filon au Sud du puits Lambert. On y a rencontré une petite minéralisation mixte blende-galène dans la galerie Est. Les résultats de cette recherche ne furent toutefois pas jugés assez prometteurs, et les travaux furent suspendus.

A l'Ouest de la terminaison apparente du filon, la galerie Ledoux (travers banc qui reliait la vieille mine de Pinadeddu à la laverie de Naracauli) a rencontré une petite veine minéralisée en blende et galène, située sensiblement dans le prolongement du Perdas Nieddas, et qui pourrait représenter une ultime manifestation de ce filon vers l'Ouest.

Le filon Pitzenurri

Ce filon, de direction moyenne N 60 W, plongeant d'une soixantaine de degrés vers le Nord-Nord Est, recoupe le granite, dont il décroche légèrement la bordure. Partant de l'Ingurtosu à l'Ouest, il traverse presque entièrement le massif d'Arbus, jusqu'à Gonnosfanadija. Ce filon est stérile sur toute sa longueur. Il est à peu près uniquement quartzeux, et localement se charge de sidérite, en particulier à proximité de l'Ingurtosu.

Le filon Tintillonis I

De direction N 80 W, il plonge vers le Nord. Lui aussi entre dans le granite. Il a été exploité avant 1920 vers son point de rencontre avec l'Ingurtosu, qui le décroche de quelques mètres. Ce filon était à peu près uniquement plombifère.

Le filon Tintillonis II

Egalement connu sous le nom de " filon Moro ", ce filon présente de très fortes analogies avec le précédent, au Nord duquel il se trouve. Sa direction et son pendage sont analogues. Il est également décroché par l'Ingurtosu. Exploité jusque vers 1920, ce filon était plombifère dans le granite, plus riche en zinc dans les schistes.

3-3-1-1-3- LES FILONS DE PINADEDU

Le groupe de Pinadeddu fait suite vers le Sud à celui d'Ingurtosu. Je ne citerai que pour mémoire les filons Lorenzeddu (dit aussi filon Gragonti), Mediau Cosiu, Medau Melis, tous les trois Est-Ouest, plongeant de 60° vers le Nord. Il s'agit de petits filons de type radial, dont la puissance est très faible (moins d'un mètre), et qui sont pratiquement composés uniquement de quartz.

Le premier contient de rares traces de plomb, et on y a signalé la présence de molybdenite que je n'ai pu retrouver.

Le second est également un peu plombifère, mais aucune exploitation ne peut être envisagée en ce qui concerne ces filons. Plus intéressants sont, par contre, les filons de Pinadeddu proprement dit. (Fig. 22).

Cette zone se compose principalement de trois filons radiaux N 70 E - N 85 E, plongeant de 60° - 70° vers le Nord, et légèrement décalés les uns par rapport aux autres. Ce sont d'Est en Ouest les filons Robert, Cesare, et Crabulassu. La disposition de ces filons suggère qu'il s'agisse d'un seul et même filon, affecté de décrochements dont l'importance est de l'ordre de la centaine de mètres.

Ceci n'est toutefois qu'une hypothèse, le seul document donnant une idée précise de la disposition de ces filons étant le plan des travaux au 1/2000 conservé dans les archives de la mines d'Ingurtosu. En effet les travaux miniers sont actuellement inaccessibles et cette zone étant en grande partie recouverte de haldes, il est pratiquement impossible d'avoir une idée précise de la morphologie des filons sur le terrain même.

Outre ces trois filons, la minéralisation de Pinadeddu intéressait aussi une courte veine N 20 E, le filon San Giorgio, butant par son extrémité Sud sur le filon Santa Luisa, stérile, qui limite les travaux vers l'Ouest; une seconde veine, N 40 E, qui croise le Robert sans y produire de décrochement visible sur les plans de mine, et sans subir elle-même de décrochement. Alors que le filon San Giorgio est sensiblement vertical, la veine N 40 E plonge de 70° environ vers l'Ouest.

Où passe exactement l'Ingurtosu par rapport aux filons radiaux ? Ceci est difficile à établir pour les raisons qui ont été énoncées ci-dessus. Le passage le plus probable semble être le décrochement entre le Robert et le Cesare, ce dernier étant rejeté vers le Nord. Le décrochement entre le Cesare et le Grabulassu serait alors le fait du filon San Giovanni, autre filon périphérique de direction N 10 - 20 E, situé entre le granite et le filon Ingurtosu, et venant rejoindre ce dernier au Nord de Pinadeddu.

Signalons enfin un indice minéralisé, au Nord de la zone exploitée, et à l'Est par rapport au filon San Giorgio, indice connu sous le nom de " recherche Mereu ", dont la direction est celle du filon San Giorgio.

Les trois filons radiaux étaient minéralisés. Leur gangue est à sidérite, quartz très abondant, avec un peu de barytine. La minéralisation utile y était très riche, assez régulière, et constituée principalement de galène. Toutefois, son extension verticale est faible (une centaine de mètres au plus), et la puissance plus réduite que celle des filons de type périphérique, ce qui explique l'existence éphémère de la mine de Pinadeddu.

3-3-1-1-4- GENNAMARE (1)

Gennamare, fermée depuis 1963, fut une mine beaucoup plus durable et productive que Pinadeddu, et ce malgré l'éloignement des installations de préparation du minerai, le tout venant devant être transporté par téléphérique jusqu'à Naracauli. (2)

Gennamare constitue une sorte de " noeud " filonien d'une extrême complexité, situé dans un triangle formé par le filon Ingurtosu à l'Ouest, le Santa Luisa à l'Est, et la Vena Regolare au Sud. (Fig. 23).

Entre Pinadeddu et Gennamare, les filons Ingurtosu et Santa Luisa se rejoignent, et em-

(1) Collection des Gites Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 4507

(2) Le téléphérique ayant été détruit en 1961, la production alors faible de Gennamare (environ 80 t/Jour), fut acheminée par camions jusqu'à la fermeture définitive des chantiers.

pruntent la même fracture pendant environ 400 mètres, puis se dissocient. Au Sud de cette jonction, les mineurs considèrent qu'il y a eu décrochement du filon Ingurtosu qui se trouve alors à l'Ouest de Santa Luisa, et en concluent que le Santa Luisa est plus récent que l'Ingurtosu. Nous verrons à propos du mode de fracturation du champ filonien ce qu'il faut penser d'une telle interprétation.

Le filon Santa Luisa, de direction N 30 W et plongeant de 80° vers l'Ouest, est un filon quartzeux très puissant, et à épontes nettes (sa puissance peut dépasser 40 mètres). Il est stérile, contenant uniquement du quartz et un peu de barytine. Le seul point économiquement intéressant de ce filon se trouve vers sa jonction avec la Vena Regolare.

Celle-ci, de direction E-W vers son centre, N 65 E vers sa jonction avec l'Ingurtosu et plongeant de 80° vers le Sud, est, contrairement à ce que pouvait laisser supposer son nom, extrêmement irrégulière, tant comme géométrie que comme minéralisation. Elle est, en effet, hachée de très nombreuses failles NNE-SSE, y produisant des décrochements horizontaux de quelques mètres au plus. Elle est minéralisée surtout à ses extrémités. Elle est minéralisée en zinc et sa gangue est sidéritique. La quantité de sulfures qu'elle renferme est d'autant plus importante que les schistes encaissants ont une meilleure tenue mécanique.

Au Nord de la Vena Regolare, et lui étant sensiblement parallèle comme direction horizontale, se trouve la Prima Vena, elle aussi très irrégulière et très faillée. Contrairement à la Vena Regolare, elle plonge vers le Sud, de 80 degrés environ. La gangue est plus siliceuse que dans le cas précédent. La Prima Vena recoupe une importante masse de porphyroïde dans laquelle les minéraux de gangue disparaissent (V. GNECH, 1918). Le contrôle de la minéralisation donné par les caractéristiques mécaniques de la roche encaissante est valable ici aussi, et dans les schistes très tendres, la fracture peut même se fermer complètement. Cette veine s'appuie à l'Ouest sur l'Ingurtosu, mais se ferme définitivement avant d'avoir rencontré la Santa Luisa.

Vena Regolare et Prima Vena ont une puissance faible, de l'ordre de 2-3 mètres au plus.

Plus au Nord encore, se trouve le filon San Giacomo, ayant des caractéristiques analogues à celles de la Prima Vena. L'Ingurtosu est ici très puissant, comme il est de règle pour ce filon, et contient une importante minéralisation plombifère, riche bien que fort irrégulière, au moins dans les niveaux profonds (vers le niveau 0), les seuls auxquels j'ai pu accéder. Vers le Sud, il disparaît en se divisant dans une masse de porphyroïdes, exactement comme le Sant' Antonio de Montavecchio.

Outre ces filons qui constituent en quelque sorte le squelette de la mine de Gennamare, il convient de signaler l'existence d'innombrables petites veines minéralisées, sans grande importance économique si on les considère individuellement mais intéressantes dans leur ensemble.

Le groupe le plus considérable est sans conteste celui situé dans l'angle formé par le Santa Luisa et la Vena Regolare, et constituant le quartier Sant' Anna (veines Amelia, Giulia, Barbara, Maria, etc...). Leur longueur n'excède pas la cinquantaine de mètres. Leur puissance semble avoir été faible, de l'ordre du mètre. Toutes s'arrêtent à l'Est sur le Santa Luisa, et leur direction est celle de la Vena Regolare.

Au même type, on peut rattacher la Vena Scartata, joignant l'Ingurtosu et la Prima Vena. Cette veine, encore exploitée peu avant la fermeture de la mine, est étroite, minéralisée en blende. Sa gangue est sidéritique, avec peu de quartz.

Certaines de ces veines ont une direction analogue à celle des filons de type périphérique, et, comme ceux-ci, produisent des décrochements dans les filons radiaux. C'est notamment le cas de la Vena Blendosa, mince filet blendeux Nord-Sud, à pendage vers l'Ouest.

A Gennamare aussi existent des filons quartzeux stériles. Outre le Santa Luisa, déjà évoqué ci-dessus, ce sont le San Paolo, au Sud de la Vena Regolare, de direction N-S et le San Giovanni. Enfin, à l'extérieur du triangle limitant le champ de fractures de Gennamare proprement dit, il existe deux filons radiaux à l'Est de Santa Luisa, le Thomas et le Sant' Antonio. Leur direction est N 80 W, leur plongement de 60° vers le Nord. Leur puissance est de 3-4 mètres. Le Sant' Antonio est décroché par le San Giovanni d'une dizaine de mètres environ. Et, en ce point, exceptionnellement, ce dernier est minéralisé.

Le Thomas et le Sant'Antonio sont deux filons quartzeux, minéralisés en plomb. Le Thomas devient un peu plus blendeux en profondeur; le minerai de Sant' Antonio est assez pyriteux, au moins dans sa partie occidentale, la seule que j'ai pu visiter. La minéralisation, débutant dans les schistes se poursuit plus avant dans le granite, comme dans le cas du Crabulassu (deux des puits desservant ce filon, les puits Edoardo et le puits Est, sont d'ailleurs foncés dans le granite). Le filon est toutefois plus riche dans sa partie Ouest (E. STEFANI, 1945).

Les filons de la bordure Sud

Le champ filonien de l'Arburese continue, après Gennamare, sur la bordure Sud du granite. L'allure du champ filonien reste identique à celle décrite jusqu'à présent, et on y note toujours deux types de filons périphériques et radiaux. Toutefois, l'importance économique des filons devient très faible, et ceux-ci n'ont donné lieu qu'à de petits travaux plus ou moins artisanaux, seule la mine de Nieddoris, au Sud de Gennamare ayant eu quelque importance.

Certains de ces filons, périphériques, allant de Perdas de Fogu, à la sortie du village de Fluminimaggiore à Fenugu Sibirì, ont fait l'objet, vers 1900, de tentatives d'exploitation pour cobalt, ce métal y étant associé au nickel, à l'argent, au plomb.

Cette minéralisation se trouve dans une gangue quartzeuse ("Perda de fogu" signifie d'ailleurs en Sarde "pierre à briquet"), et elle n'est pas fondamentalement différente de la minéralisation plombo-zincifère qui fait la richesse de ce district, ainsi que nous le verrons lors de la description de la minéralisation.

3-3-1-2- INTERPRETATION MECANIQUE DE LA FRACTURATION DU CHAMP FILONIEN

Le champ filonien d'Ingurtosu a été déjà l'objet de nombreuses théories quant au mécanisme de la fracturation (V. GNECH, 1888, E. SANNA, 1906, etc..) La dernière en date est celle de J. M. GRAULICH (1953).

Selon cet auteur les filons les plus anciens sont les filons périphériques, liés à la mise en place du granite. Au Tertiaire, des efforts de traction Nord-Sud provoquaient la formation des filons radiaux et un rejou des filons périphériques déjà existants.

Ainsi se trouvait expliqué le fait que les filons périphériques rejettent les filons radiaux, bien que ces derniers soient plus récents : " c'est le rejou de l'Ingurtosu qui a causé le rejet du Tintillonis, mais malgré ça le filon Ingurtosu en tant que tel est plus ancien ".

Une autre hypothèse peut être proposée, à la lumière de la mécanique des roches.

La disposition des filons par rapport au granite ne laisse planer aucun doute quant à l'influence mécanique de celui-ci dans la formation des fractures dans lesquelles se sont mis en place les filons.

Nous avons vu qu'il existe des filons dits " radiaux ", et des filons dits " périphériques ". Ces derniers peuvent à leur tour se subdiviser en deux groupes, en tenant compte du fait qu'ils ne sont généralement pas parallèles au contact schistes-granites, mais qu'ils sont grossièrement organisés en spirales autour de celui-ci. La distinction des deux groupes se fera en notant que les uns s'éloignent du granite dans le sens trigonométrique (cas des filons Brassey, Cervo, Ingurtosu, filons de Nieddorris, etc...), ou dans le sens rétrograde (Santa Luisa, filons du groupe Perda de Fogu-Fennugu Sibiri, etc...). Une telle disposition n'est pas sans rappeler de très près celle des fissures donnant naissance aux " cloches " autour des galeries de mines, ce qui implique l'existence, au moment de la fracturation, d'un champ de contraintes non uniforme, et centré sur un facteur d'hétérogénéité de la zone, en l'occurrence le granite. On démontre en effet, (J. GOGUEL, 1947), que les fractures doivent alors être théoriquement des spirales logarithmiques.

L'influence mécanique du granite, supposée dès le premier abord, étant ainsi démontrée, on voit que les contraintes appliquées tant aux schistes qu'au granite lui-même ne seront pas uniformes, puisqu'elles varieront en direction suivant l'orientation du contact schistes-granite, et en intensité suivant la distance du point considéré à ce même contact. Nous admettons toutefois que pour une surface suffisamment petite (point d'intersection de deux filons par exemple), ces variations de direction et d'intensité sont assez faibles pour être négligeables en première approximation.

Si l'on essaie d'interpréter suivant ces données le mécanisme de la fracturation du champ filonien, on s'aperçoit rapidement qu'il est impossible de rendre compte de tous les faits observés par l'existence d'une seule phase de fracturation, les orientations de tous les filons d'une zone suffisamment petite pour que les contraintes y aient été sensiblement uniformes couvrant un éventail de direction très large, nettement supérieur à 90° ce que nous savons incompatible avec les données de la mécanique des roches. Toutes les observations s'ordonnent par contre très bien dans une hypothèse faisant intervenir deux temps de fracturation. (Fig. 24).

Première phase

Dans une première phase, coïncidant vraisemblablement avec la mise en place du granite, les schistes sont soumis à une pression exercée par ce dernier. Les contraintes principales sont alors :

- N_1 la plus intense, perpendiculaire au granite.
- N_2 et N_3 dans un plan plus ou moins parallèle au contact et perpendiculaire à N_1 .

N_2 est vertical, et N_3 horizontal. Les fractures de tension qui apparaîtront alors dans le plan $N_1 N_2$ donneront un système de fractures radiales. Pour rendre compte de l'inclinaison de ce type de plan $N_1 N_2$ devra avoir un fort pendage vers le Nord.

Un bel exemple de ce mode de fraction semble être celui de Rocca Abruxiada, à l'Est d'Ingurtosu. Un filon E-W y représente la fracture de tension, des veines N 60 W l'une des deux directions conjuguées de cisaillement. Ces dernières produisent des décrochements du contact schistes-granite. L'angle de cisaillement ω est de l'ordre de 30 degrés, ce qui est dans les limites admissibles. Quant au sens du rejet, il s'accorde parfaitement avec l'hypothèse de départ. A noter que la seconde direction de cisaillement est absente, et que d'une manière générale les fractures de cisaillement de cette phase sont peu développées.

Les filons radiaux représenteraient donc, dans cette hypothèse, des fractures de tension.

On retrouve d'autre part pour ces filons la classique structure " en échelon " caractéristique de ce type de fractures (Mc KINSTRY, 1948), au chantier Sant' Anna, les veines Amelia, Giulia, etc... présentant cette disposition par rapport à la Vena Regolare.

Deuxième phase

A cette première phase de fracturation succède une phase de relaxation des contraintes due à la formation de vides en profondeur, dûs à la contraction provoquée par le refroidissement du granite, ou à un mouvement de descente de celui-ci dû à des efforts tectoniques. Les contraintes principales deviennent alors :

- N'_1 parallèle au contact schistes-granites.
- N'_2 et N'_3 dans un plan perpendiculaire au contact, le plan N'_1 N'_2 ayant un pendage subvertical, peut être parallèle au contact.

Quelles que soient les causes ayant provoqué l'apparition de ce nouveau régime de contraintes, ces dernières vont causer l'apparition d'une nouvelle fracturation se superposant à la première, et représentée plus particulièrement par les fractures spirales de type périphérique.

Celles-ci représentent des fractures de cisaillement, et dans ce cas les deux directions conjuguées existent, puisque nous avons vu qu'il existe deux systèmes de spirales. Le fait que ces fractures soient bien des fractures de cisaillement est vérifié par leur structure, ces filons étant souvent sans caisse filonienne nette, chaque filon comportant généralement plusieurs veines minéralisées dessinant des boucles cymoides, et leur largeur étant très nettement supérieure à celle des fractures radiales. De plus, les filons périphériques ont très souvent une structure bréchique s'accommodant fort bien d'une telle interprétation. Enfin, ces filons décrochent systématiquement les filons de type radial qu'ils rencontrent, et le sens des rejets observés est toujours compatible avec celui imposé par l'hypothèse de départ.

Les fractures de tension, qui doivent être parallèles au contact schistes-granite sont ici peu marquées. Tout au plus peut-on leur rattacher quelques courtes fractures en apophyse sur les filons principaux. L'angle ω est ici de l'ordre de 30° . Le schéma de fracturation

explique ainsi le " décrochement " de l'Ingurtosu par le Santa Luisa. Comme l'avait présenté Graulich, il ne s'agit pas à proprement parler d'un décrochement, mais bien de deux fractures plus ou moins synchrones, en tous cas formées dans un régime de contraintes identique, et empruntant sur une certaine distance le même chemin.

Nous avons vu que le brutal changement de direction du Brassey se produit là où il rencontre le prolongement du Cervo, et à une faible distance de la terminaison de celui-ci. Sans doute faut-il voir dans ce changement de direction le résultat d'une modification locale du régime des contraintes, dûe précisément à la rencontre de deux zones de faiblesse.

Un problème qui a toujours beaucoup préoccupé, et à juste titre, les exploitants d'Ingurtosu, est celui de la recherche du filon Brassey au-delà du Puits Lambert, au-delà des dernières manifestations filoniennes connues vers l'Ouest. Des quantités d'hypothèses furent proposées, voire mise en oeuvre lors de petites recherches. On alla même jusqu'à envisager que le prolongement du Brassey soit . . . le Santa Luisa, ce qui impliquerait un changement de direction du filon supérieur à 90° , et sur quelques dizaines de mètres au plus.

Dans le schéma de fracturation proposé ici, il me semble que la recherche de ce prolongement éventuel doive être envisagée d'une façon résolument pessimiste. Le Brassey ne cesse en effet de s'éloigner du granite en allant plus vers l'Ouest. Tôt ou tard, la fracture doit donc se fermer, les contraintes appliquées à la roche diminuant sans cesse. Le fait que l'on perde trace sur un espace restreint du Brassey, du Santa Luisa, et du Perdas Nieddas, est de nature à confirmer qu'aucun espoir de retrouver le filon plus à l'Ouest ne soit à envisager, les trois filons étant de même nature quant à l'origine de la fracture qui leur a donné naissance.

Un autre fait allant dans le même sens que la modification des contraintes est le changement qui se produit progressivement dans la nature des roches encaissantes, le long de l'alignement des filons qui va du Sant' Antonio de Montevecchio au Brassey. La tenue de ces roches ne cesse en effet de se dégrader d'Est en Ouest. Ceci correspond au changement d'aspect des épontes du filon, plus nettes à Montevecchio, situé dans une zone encore un peu métamorphique, mal définies dans les schistes plastiques du Brassey, où des fractures tendent à se diviser et à s'amortir.

3-3-1-3- CONTROLES DES MINERALISATIONS

Deux types de contrôle peuvent être envisagés à propos de ce champ filonien, selon que leur objet est de prévoir si un filon est stérile ou non, ou bien si la minéralisation éventuelle est plombifère, zincifère, ou mixte.

Ces contrôles seront, soit d'ordre géochimique, soit d'ordre structural.

3-3-1-3-1- ZONALITE PAR RAPPORT AU GRANITE

Aucun phénomène de zonalité n'est nettement décelable ici. La distance d'un chantier par rapport au granite n'influe ni sur la teneur en métal, ni sur la nature de celui-ci. Tout au plus peut-on dire que les filons minéralisés pénétrant dans le granite (c'est à dire essentiellement le Crabulassu et le Sant'Antonio de Gennamare) sont plombifères. Mais ce caractère exclusivement plombifère se retrouve également dans des filons très éloignés du granite (Ingurtosu à Gennamare).

Si donc il existe une zonalité, celle-ci reste très discrète, et il s'agit alors d'une zonalité inverse de celle classique (W.H. EMMONS, 1933), le plomb ayant normalement tendance à se trouver plus loin du granite que le zinc.

3-3-1-3-2- RELATIONS ENTRE LA NATURE DES GANGUES ET LA NATURE DE LA MINERALISATION UTILE

Le caractère plombifère ou zincifère des filons est indépendant du type de fractures sur lesquelles ils se sont mis en place. Par contre, il existe une liaison indubitable entre la nature de la gangue et celle des sulfures exploités. La galène apparaît liée aux gangues quartzo-barytiques, tandis que l'augmentation des carbonates (principalement de la sidérite dans le cas de ce groupe de gisements) va de pair avec une diminution de la teneur en plomb et une augmentation de la teneur en zinc. Cette affinité du plomb pour la silice et du zinc pour les carbonates est d'ailleurs bien connue dans le cas des gisements stratiformes ou pénéconcordants, le plomb étant généralement lié aux grès, le zinc aux calcaires et dolo-

mies. Dans le cas qui nous occupe ici, cette constatation ne fait d'ailleurs que déplacer le problème, le mécanisme responsable de l'existence d'un type de gangue plutôt que de l'autre restant complètement inconnu.

3-3-1-3-3- DIRECTION DES FILONS ET MINERALISATION

En construisant un stéréogramme des pôles des principaux filons (Fig. 25), stériles ou minéralisés, on constate immédiatement qu'il existe une relation étroite entre la direction et la minéralisation. Les filons ayant une direction voisine de Nord-Sud sont tous stériles. Les filons situés entre la direction N 25 E et E W d'une part, et N 50 W et E W d'autre part sont, par contre, à peu près tous minéralisés.

Les deux seules exceptions à cette règle sont, d'une part, le Perdas Nieddas, et, d'autre part, la zone stérile du Brassey. Mais en ce qui concerne le premier il ne faut pas oublier que les recherches y ont été très succinctes, mais qu'elles ont tout de même permis de mettre en évidence une petite minéralisation. Peut-être l'exploitant s'est-il découragé trop tôt, et il n'est pas impossible que ce filon puisse encore causer d'heureuses surprises. A un moindre degré, on peut dire la même chose en ce qui concerne la zone stérile du Brassey assez grossièrement reconnue, en partie à cause des difficultés de la perforation dans la masse de quartz constituant cette zone; il est important de noter que cette liaison direction-importance de la minéralisation sulfurée est valable tant pour les filons radiaux que pour les filons périphériques, bien que ceux-ci soient d'âge différent.

Quant au pendage, il est sans aucune espèce d'influence. Ceci apparaît si, au lieu d'établir un stéréogramme, on reporte simplement sur un cercle gradué en directions, les directions horizontales des filons, éliminant ainsi le facteur pendage; le résultat ainsi obtenu est très exactement identique au précédent. (Fig. 26).

Même si l'on considère un seul et unique filon, les changements locaux de pendage ne provoquent jamais de changement appréciable dans les teneurs.

3-3-1-3-4- LES INTERSECTIONS DE FILONS

Il est classique que les intersections de filons constituent généralement des zones plus riches que la normale.

" Enrichment and ore shoots along intersections of two veins or of a vein and a fissure are very common phenomena " (W. LINDGREEN, Mineral Deposits).

Cette règle est ici respectée, Ceci apparaît de façon assez spectaculaire aux intersections d'un filon minéralisé et d'un filon normalement stérile (intersection du Santa Luisa et de la Vena Regolare, du Sant' Antonio de Gennamare et du San Giovanni), où se retrouvent des minéralisations à teneur élevée.

3-3-1-4- ZONALITE VERTICALE DES FILONS

Sauf dans le cas aberrant des zones profondes du filon Sant' Antonio de Montevecchio, on observe une zonalité verticale nette dans les filons de l'Arburese, tout au moins dans ceux qui ne sont pas exclusivement zincifères dès les affleurements.

Cette zonalité n'est autre que la zonalité classique, le zinc tendant à se substituer au plomb lorsque la profondeur augmente : " Les gisements plombo-zincifères s'enrichissent souvent en zinc en profondeur, et s'appauvrissent en plomb " (E.RAGUIN, Géologie des gîtes minéraux).

A noter aussi que la barytine (relativement indépendante du plomb, puisqu'on la trouve dans le filon Sanna, zincifère) reste liée aux niveaux les plus supérieurs des filons, dans la morphologie du terrain actuelle.

Reste le cas du filon Sant' Antonio. Contrairement à l'opinion de A.BATEMAN (Mineral Deposits, p. 286), qui place la smithsonite parmi les minéraux ayant toujours une origine supergène, il me semble difficilement pensable que les oxydes de zinc de la " zone à monheimite " puissent avoir une origine supergène, compte tenu de leur position entre deux

zones sulfurées saines, à grande profondeur sous le niveau de la mer. Que de la smithsonite d'origine hypogène puisse exister est un fait peu connu, parce que sans doute très peu courant, mais déjà signalé dans des publications relativement anciennes puisque C.P. BERKEY et alt. en font mention en 1932 à propos du gisement de Franklin Furnace.

Une origine supergène de ces minéraux impliquerait qu'à un certain moment de l'histoire du gisement, celui-ci ait subi un soulèvement extrêmement important. Ceci n'aurait pas été sans laisser des traces profondes dans la géologie générale du secteur. Or, rien ne permet de penser qu'un tel soulèvement se soit jamais produit. En admettant même son existence éventuelle, pourquoi les zones supérieures du filon auraient-elles gardé leur caractère exclusivement sulfuré ?

Il convient de noter en outre que le faciès de cette smithsonite est très différent des divers faciès habituellement observés dans les amas calaminaires d'origine supergène indubitable connus par ailleurs en Sardaigne où je n'ai jamais rencontré, ni vu mentionné dans la littérature la présence de scalenoèdres de smithsonite ferrifère tapissant des cavités de la roche encaissante.

Le même problème génétique se pose d'ailleurs, bien que d'une façon beaucoup moins évidente, à propos de la barytine qui est à peu près systématiquement associée à la smithsonite. En effet, la barytine est généralement considérée à juste titre, comme un minéral lié de façon assez étroite à la position de la surface topographique, et disparaissant rapidement, sauf rares exceptions, en profondeur (L. de LAUNAY, Traité des gîtes minéraux et métallifères, t. 2, p. 197). Et là encore le faciès que la barytine présente ici est un faciès tout à fait inhabituel, très différent de celui qu'elle présente dans tous ses autres gisements sardes...

Pour P. ZUFFARDI (1962), les dépôts oxydés de la " zone à monheimite " seraient dus à des circulations per descensun le long du filon : " Les conditions de dépôts (...) étaient celles d'un milieu réducteur, neutre ou légèrement basique : milieu qui est typique des eaux stagnantes du filon, et nettement en opposition avec celui des eaux circulantes du filon qui sont surement acides, et, dans les parties les plus hautes du filon, sont oxydantes (...). De tels convois originellement acides et réducteurs ont attaqué les sulfures de la

masse principale du filon, pour les redéposer en profondeur, ou de toute façon dans des conditions de milieu favorables, ils ont attaqué en partie l'ankérite, et de manière plus limitée les schistes de la caisse et des enclaves pour redéposer des carbonates mixtes ferrozincifères, de la silice calcédonnieuse et microgranulaire, des silicates de zinc, des substances kaoliniques, du gypse ".

Cette théorie rend compte de l'aspect carié des roches encaissantes associées à la " zone à monheimite ", les cavités provenant alors de la dissolution de la sidérite. Mais malgré les recirculations toujours possible des sulfures dans les parties les plus élevées du filon, recirculations qui avaient pu oblitérer la structure originelle du minerai et ses éventuelles modifications, il est douteux qu'une telle attaque des sulfures par les eaux descendantes n'ait laissé aucune trace actuellement visible de son action dans le filon. Or, on n'observe rien qui puisse s'y rattacher. Enfin, pour qu'une circulation d'eau puisse s'établir, il faut obligatoirement que cette eau rencontre des exutoires, et rien, ni dans la paléogéographie, ni dans la physiographie actuelle ne permet d'imaginer un tel schéma de circulation des eaux.

Moins inquiétante sur le plan théorique est la réapparition de la galène en profondeur. Nous verrons lors de l'étude pétrographique des minerais de l'Arburese que leur paragenèse relativement simple en apparence est en fait très compliquée du fait de l'existence de nombreuses récurrences des différents minéraux constituant tant la minéralisation utile que les gangues. Et on relève en particulier l'existence de plusieurs phases de cristallisation de galène, ce qui suggère l'existence de plusieurs phases d'activité métallogénique du filon, relativement indépendantes les unes des autres, et dont le chimisme est variable, le dépôt sulfuré étant alternativement plombifère ou zincifère. La zonalité de ce filon serait alors de type polyascendant réjuvené (J. KUTINA, 1957) et la galène profonde viendrait alors tout naturellement se placer dans ce cadre.

Peut-être est-ce également en de tels phénomènes de réjuvenation qu'il faut chercher l'explication de la " zone à monheimite ", sans toutefois que les conditions thermodynamiques et chimiques nécessaires à la formation de cet étrange dépôt puissent être précisées dans l'état actuel des choses. Il est possible, dans cette hypothèse, que la smithsonite ferri-fer ne soit pas à considérer comme un " oxydé " de zinc au sens habituel du terme, mais

plutôt comme un carbonate finalement voisin, quant à sa signification, des carbonates des gangues, sidérite, dolomite...

Une zonalité complexe, du type Sant' Antonio, sera peut-être trouvée dans d'autres filons de la zone lorsque les travaux y auront atteint des profondeurs plus grandes, comparables à celles atteintes sur ce filon. Mais ce cas doit, de toute façon, ne pas être général sur l'ensemble du champ filonien, car la première zone du filon Brassey a atteint elle aussi la cote -180 sans que l'on y ait rien rencontré d'analogue.

Un autre problème posé par le filon Sant' Antonio, problème débordant largement sur le domaine de l'économie minière, est celui de la " fermeture " vers le bas des minéralisations filoniennes. Le mineur, souvent soucieux de rentabilité immédiate, est généralement vite découragé en rencontrant un appauvrissement extrêmement marqué en profondeur. Et sans la belle persévérance dans la recherche de la Montevecchio, la zone de la galène profonde serait sans doute restée ignorée...

3-3-1-5- LA MINERALISATION

La composition du minerai montre des variations assez notables d'un filon à l'autre, voire même d'une partie à l'autre d'un même filon. Aussi n'envisagerons nous ici que le cas le plus complexe, celui des minerais mixtes à blende et à galène (cas de la partie orientale du filon Brassey, la Vena Regolare à sa jonction avec le filon Ingurtosu, etc...). Les autres cas peuvent s'en déduire facilement, les minéraux présentés étant en tous points comparables, et leur ordre de cristallisation, au cours de la formation du gisement, n'étant sujet à aucune variation. De toute façon les différences que l'on peut noter entre deux filons ou deux chantiers ne concernent jamais que la quantité plus ou moins grande de tel ou tel minerai.

Les minéraux dominants, soumis à exploitation, sont la blende et la galène. La chalcopyrîte et la pyrite, beaucoup plus rares, sont toutefois suffisamment abondantes pour être généralement visibles macroscopiquement.

Les gangues sont surtout représentées par le quartz et des carbonates (sidérite, dolomite, plus ou moins ferrifère, calcite), la cristallisation de chacun de ces minéraux montre d'ailleurs de nombreuses récurrences. La barytine, rare à Ingurtosu, est relativement abondante à Montevecchio, dans le filon Sant' Antonio.

Nous étudierons successivement les différents minéraux, gangues et minerais, dans l'ordre apparent de leur mise en place.

Le quartz

L'histoire du gisement débute par la mise en place d'une masse importante de quartz, la plus importante semble-t-il, des trois phases de cristallisation de quartz visibles.

Il s'agit d'un quartz très impur, contenant une grande quantité de résidus schisteux incomplètement assimilés, dans les filons que j'ai interprété comme étant localisés dans des fractures de cisaillement (Filon Brassey notamment).

Tous les intermédiaires existent entre les morceaux de schistes à peine silicifiés, dont la texture est encore parfaitement reconnaissable, et le quartz pur, blanc et compact, très finement cristallisé qui existe seul dans les filons des tractures de tension. L'aspect de quartz gris, compact et à texture équante que prennent les morceaux de schistes les plus fortement silicifiés, emballés dans le quartz blanc, a conduit certains auteurs à penser qu'une première venue de " quartz gris " avait été disloquée par un " quartz blanc " plus récent (GRAULICH, 1953). Mais l'examen microscopique de ce " quartz gris " permet de reconnaître encore très nettement la structure orientée du schiste originel, dont les morceaux sont fortement déplacés et basculés les uns par rapport aux autres.

L'ensemble du gisement est affecté par cette venue quartzeuse antérieure à la minéralisation sulfurée.

La sidérite

C'est le seul carbonate qui se soit mis en place avant la minéralisation sulfurée. Cette première venue de sidérite (il existe en effet une sidérite plus récente) fait suite, chrono-

logiquement, à la première venue de quartz, dont elle cimente les éléments.

En volume, elle représente seulement une faible partie de la sidérite du gisement. Elle apparaît très mal macroscopiquement, alors que les venues plus récentes sont nettement visibles dans les galeries.

Cette sidérite se présente en petits cristaux automorphes, de taille de l'ordre du millimètre. Lorsqu'elle se trouve au contact de la galène, on constate que les angles des rhomboèdres sont arrondis, les faces corrodées, et que la galène pénètre dans le carbonate le long de ses clivages, ou en formant une auréole de fines inclusions à angles vifs, allongée sur quelques dixièmes de millimètre de large le long du contact sidérite-galène (Photo 35). Ceci permet de lui attribuer un âge très vraisemblablement supérieur à celui de la galène. Je n'ai pas pu, toutefois, la dater de façon nette par rapport à la première venue de minéraux métalliques, les arsénio-sulfures de cobalt et nickel.

Les arsenio-sulfures de cobalt et nickel

Leur présence n'est pas absolument constante, et leur abondance semble d'autant plus grande que la galène est elle-même plus abondante dans la zone considérée. On les rencontre donc principalement dans les zones à minerai mixte (Filon Brassey - 3e zone) ou dans des quartiers à peu près uniquement plombés, ce qui représente d'ailleurs la plus grande partie du gisement, seul le filon Brassey (1e et 2e zone) étant à peu près exempt de plomb.

Dans tous les cas, ces minéraux sont présents sous forme d'inclusions d'une finesse extrême, jamais visibles macroscopiquement, et ne représentent, en volume, qu'une partie infime de la minéralisation.

La skuttérodite

Les minéraux du groupe de la skuttérodite constituent, avec les linnéites, la majeure partie des arsénio-sulfures cobalto-nickelifères de ce type de minéralisation. Leur présence est toutefois très irrégulière.

Souvent totalement absents, ils peuvent localement prendre une importance relativement considérable, compte tenu du peu de développement des minéraux de cobalt et nickel. J'ai rencontré la skuttérodite principalement dans le filon Brassey (3e zone) et dans la Vena Regolare, près de sa jonction avec le filon Ingurtosu (niveaux 0 et -10). Elle se présente sous forme de petites inclusions de 20 à 30 μ , très xénomorphes, amiboïdes, dans la galène et les quartz récents, plus rarement dans le quartz ancien à résidus schisteux où elle manifeste une timide tendance à l'automorphisme. Dans ce cas, les cristaux de skuttérodite sont souvent brisés.

Une analyse, effectuée à la microsonde électronique de CASTAING, y a mis en évidence arsenic, nickel, cobalt, et une certaine quantité de soufre. La skuttérodite semble antérieure à la galène, dans laquelle elle ne présente que des formes amiboïdes (structure résiduelle ?).

Le groupe de la linnéite

Les minéraux du groupe de la linnéite sont relativement abondants. Leur fréquence est approximativement la même que celle des arséniures du groupe de la skuttérodite.

Le faciès des linnéites est souvent automorphe, avec des sections de cubes (parfois maclés) ou, plus fréquemment, de petits octaèdres. Comme la skuttérodite, les linnéites sont fortement corrodées par la galène, qui dissocie les cristaux en un essaim de petites inclusions arrondies ou à contours déchiquetés.

La sonde de CASTAING y a mis en évidence, outre le soufre et le nickel, du cuivre et même du bismuth. Le cobalt est absent, tout au moins dans l'échantillon soumis à l'analyse.

Le pouvoir réflecteur souvent élevé (48 environ) suggère que la variété polydimite est également présente, ce qui confirme le caractère nettement nickelifère des linnéites du gisement.

La nickelite

Très rare, ce minéral existe le plus souvent à l'état d'inclusions dans la skuttérodite où il est xénomorphe. Une même plage de skuttérodite peut contenir plusieurs inclusions de nickelite. L'anisotropie de ce minéral permet de constater que l'orientation de ces plages est variable dans un même cristal de skuttérodite. Aucune observation ne permet toutefois de dater avec certitude la cristallisation de la nickelite par rapport à celle de la skuttérodite. De façon tout à fait exceptionnelle, on peut trouver des cristaux isolés et automorphes de ce minéral. Nous en avons ainsi rencontré un, dans un quartz d'âge douteux, mais vraisemblablement récent et postérieur aux sulfures de plomb et zinc. Ce cristal était partiellement pseudomorphosé par un minéral à peu près isotrope, de coloration et pouvoir réflecteur voisin de ceux de la nickelite et qui semble être la mauchérite.

La rammelsbergite

Ce minéral se présente généralement sur les sections polies en fins vermicules dans la blende, les quartz, la galène (Photo 36). Ceux-ci peuvent atteindre 1 - 1,5 millimètre de long, sans que leur largeur dépasse 50 - 60 μ . Ces plages vermiculaires sont souvent digitées, anastomosées. Un fin canalicule axial le parcourt (Photo 37). La rammelsbergite y est très finement cristallisée. La position dans le temps de la rammelsbergite par rapport aux linnéites est mal définie. Parfois elle forme un cadre autour de cristaux automorphes de ces dernières, ce qui prouve alors qu'elle est plus récente. D'autres fois, on voit un vermicule de rammelsbergite pénétrer dans la linnéite, y disparaître jusqu'à n'être plus marqué que par un double alignement de petits arrachements de la surface polie, correspondants à l'emplacement du contact linnéite-rammelsbergite, puis réapparaître plus loin, au bout de son trajet dans la linnéite, à l'extérieur de celle-ci. A noter que d'assez nombreux fragments de rammelsbergite brisés par les minéraux postérieurs évoquent par leur forme des cadres analogues à ceux observés en place autour de la linnéite, mais ici déformés et fragmentés.

L'âge de la rammelsbergite par rapport aux arsénio-sulfures cobalto-nickelifères autres que les linnéites est absolument indéterminé dans ces échantillons. En dépit de la profondeur à laquelle ont été prélevés les échantillons (plus de 200 mètres sous la surface topographique) nous avons observé dans la rammelsbergite, de façon exceptionnelle il est vrai,

quelques inclusions de millérite. Signalons enfin l'existence constatée une seule fois, d'inclusions de cuivre gris, xénomorphe, d'âge relatif indéterminable, dans un vermicule de rammelsbergite.

Le gisement semble dépourvu de cobaltine et de safflorite. Les minéraux mixtes cobalto-nickelifères du groupe de la linnéite occupant ici plutôt le pôle nickelifère de la série, le gisement nous apparaît donc comme nettement plus nickelifère que cobaltifère.

Les rapports dans le temps entre ces différents arsénio-sulfures sont mal définis. Mais il est toutefois indubitable que ces minéraux, " parents " sur le plan géochimique, se sont mis en place à peu près synchroniquement comme le montre bien d'ailleurs le chevauchement des cristallisations de la rammelsbergite et de la linnéite.

Les minéraux de bismuth

Rares, (beaucoup plus que les minéraux précédents), en inclusions d'une finesse extrême dans la galène, les minéraux de bismuth sont représentés par le bismuth natif (le plus fréquent) et la bismuthinite.

Leur âge par rapport à la galène n'est pas déterminable avec certitude. Toutefois le fait qu'il s'agisse d'inclusions très xénomorphes, sans doute corrodées, et la présence assez inattendue de bismuth dans des minéraux du groupe de la linnéite suggèrent que ce bismuth soit antérieur au plomb, et apparu plus ou moins en même temps que le nickel et le cobalt.

Un autre argument en faveur de cette hypothèse est que le bismuth accompagne toujours, lorsqu'il est présent, les minéraux cobalto-nickelifères.

Les minéraux d'argent

Ils sont tout à fait exceptionnels. Nous n'avons rencontré que la stéphanite, sous forme de petites inclusions dans la galène de la Vena Regolare, associée à la bismuthine et à la linnéite bismuthifère. Une autre inclusion observée dans la galène, minuscule et de ce fait mal déterminable, pourrait peut-être être de la dyscrasite.

Le mispickel

Il est très rare, et n'apparaît que rarement semble-t-il, dans les filons minéralisés eux-mêmes. Il se localise plutôt à leur proximité immédiate. Nous l'avons rencontré dans le filon Brassey, au niveau -140 de la 1ère zone, dans l'une des veines du toit du filon, ainsi que dans un sondage au toit du filon Ingurtoşu, à Gennamare (sondage S 5, 55,5 cm.). Il est également signalé " dans une galerie au toit du Brassey ", sans autre précision, et dans le puits incliné foncé au toit même du filon, entre les niveaux 0 et -90 de la 2e zone.

Il se présente en petits octaèdres inclus dans le quartz. Il n'est pas brisé comme c'est souvent le cas pour ce minéral. Son âge relatif est absolument inconnu. Peut-être accompagne-t-il les autres arsénio-sulfures, mais aucune observation ne me permet d'étayer cette hypothèse.

La galène

C'est le sulfure le plus largement répandu dans tout le gisement. A l'exception du filon Brassey où elle est rare, on la trouve en effet dans tous les filons minéralisés de la zone dont elle constitue la substance exploitable principale.

Contrairement à ce qu'affirme G. DESSAU (1935), elle ne porte que rarement de " traces d'actions mécaniques violentes ". Elle se présente le plus souvent en mouches ou en poches de taille décimétrique à métrique, plus rarement en filonnets. Elle est toujours largement cristallisée. Sa teneur en argent reste toujours faible. C'est elle qui renferme la majeure partie des minéraux accessoires de la paragenèse, la blende ne renfermant guère que de la chalcopryrite. Au microscope, on remarque qu'elle est parfois déformée légèrement autour de cristaux de quartz automorphe isolés, probablement plus récents qu'elle. Cette déformation pourrait être due soit au développement de ces éléments de quartz repoussant la galène pour se faire de la place, soit à des mouvements postérieurs du filon, la présence de quartz, plus dur, ayant entraînée la déformation.

Ses rapports avec les autres minéraux de la paragenèse sont variables. Elle est, soit postérieure au quartz qu'elle moule, et à la sidérite qu'elle corrode, soit antérieure à ces minéraux qui s'installent dans ses clivages ou recoupent les amas ou filonnets de galène, les

différents épisodes de mise en place de ces gangues encadrant dans le temps la mise en place de la galène. Il en est de même en ce qui concerne ses rapports avec la blende.

Tantôt le contact blende-galène est parallèle au clivage 100 de la galène, qui apparaît ainsi comme plus ancienne, tantôt la galène corrode et recoupe la blende. Les minéraux cuprifères de la paragenèse (chalcopryrite et cuivre gris) semblent enfin, eux aussi, soit antérieurs soit postérieurs à la galène. La position de la galène n'est invariable que par rapport au quartz à résidus schisteux et aux arsénio-sulfures cobalto-nickelifères. Les rapports blende chalcopryrite-cuivre gris apparaissant, ainsi que nous le verrons, immuables, nous sommes conduits à admettre soit l'existence de deux venues de galène, encadrant la venue blende-minéraux cuprifères, soit une venue de galène très étalée dans le temps et débordant de part et d'autre de la période de dépôt des autres sulfures, soit enfin une remobilisation de la galène, antérieurement cristallisée, déjà toute déposée avant l'apparition du sulfure de zinc.

La blende

Sa présence est constante dans l'ensemble du champ filonien, mais la teneur en blende du minerai est extrêmement variable. Elle constitue pratiquement la seule minéralisation utile du Brassey, où la galène n'apparaît que dans une des veines du toit de la lère zone et dans la 3e zone où la minéralisation est mixte, avec une forte prédominance de blende (la teneur en plomb n'atteint qu'exceptionnellement 1 % pour 4-5 % de zinc en moyenne), ainsi que du filon Sanna. La blende est encore en quantité notable dans le filon Cervo et dans certaines zones du filon Ingurtosu. Dans tous les autres filons, le zinc est nettement moins abondant et peut même devenir très accessoire, (moins de 1 %). La blende de la zone d'Ingurtosu est brun foncé, ou exceptionnellement rouge. Dans tous les cas, elle est largement cristallisée, subautomorphe. Jamais on n'observe le faciès schalenblende. Souvent, les cristaux sont brisés et recimentés notamment par la galène et les carbonates. On observe parfois de la sidérite ou du quartz dans ses fissures.

La blende se présente de plusieurs façons :

- En mouches ou en petits amas dans les gangues, mouches ou petits amas pouvant être alignés le long des épontes de filonnets de quartz ou de sidérite (cas fréquents dans la lère

zone, niveaux -140 -180).

- Filonnets souvent complexes, de puissance centimétrique (atteignant au plus 15-20 cm), avec des épontes de minéraux de gangue ou de galène, l'ensemble pouvant être recoupé par de la galène, du quartz ou des carbonates (cette disposition confirmant l'existence de plusieurs venues de ces minéraux, encadrant la mise en place de la blende). Cette manière d'être de la blende est surtout bien visible dans la 1ère zone du filon Brassey et à Gennamare (Vena Scartata).

- En cocardes, elles aussi plus ou moins complexes. Celles-ci sont surtout abondantes dans les niveaux de la 2e zone du filon Brassey actuellement exploités (entre -40 et -90). Comme les filonnets décrits plus haut, ces cocardes peuvent être disloquées par des veines postérieures de quartz ou de carbonates.

- En ciment de brèche à éléments quartzeux.

- Rarement, la blende est fortement automorphe et tapisse de petites géodes dont les assises périphériques, automorphes elles aussi, sont, de l'intérieur vers l'extérieur, la sidérite et le quartz (Brassey 1ère zone). La blende rouge est très rare (Brassey 3e zone Vena Scartata, Vena Regolare à la rencontre du filon Ingurtosu, niveau 0), et se présente toujours en petites mouches ou géodes. L'une de celle-ci, prélevée à Gennamare (filon Ingurtosu, niveau -10) montre des cristaux mixtes, dont une partie brune passe très progressivement à une partie rouge. Il ne semble donc pas que ces deux blends soient fondamentalement différentes. La wurtzite semble inexistante dans ce gisement.

Les minéraux cuprifères

Il s'agit essentiellement de la chalcoppyrite et du cuivre gris, la première seule étant macroscopiquement visible et formant de petites mouches dans le minerai. La présence de chalcoppyrite est assez générale dans le gisement, bien qu'il semble que les zones plombifères en soient plus abondamment pourvues. Le cuivre gris est plus rare, et nous ne l'avons observé qu'associé à la galène.

Chalcopyrite et cuivre gris se sont très probablement mis en place synchroniquement. Le plus souvent, des veinules de chalcopyrite recoupent le cuivre gris, mais nous avons aussi pu observer le cuivre gris installé dans le clivage (112) de la chalcopyrite.

Deux échantillons de cuivre gris ont été soumis à l'analyse à la microsonde de CASTAING (1). Par suite de la trop petite taille des inclusions de cuivre gris l'un des échantillons n'a pu fournir qu'une analyse qualitative.

- Filon Sant' Antonio (Montevecchio), niveau -25

Présence de : S, Sb, Cu, Fe, Zn.

- Filon Ingurtosu (Gennamare), niveau -10

S : 27 % - Sb : 26 % - Cu : 35,5 % - Fe : 2,8 % - Zn : 5 % - Pb : 1,8 %

Total : 99,1 %

Formule calculée : $S_{13} Sb_4 Cu_9 Zn_2 (Fe, Pb)$.

La chalcopyrite est assez ubiquiste dans le gisement. Elle est toujours nettement postérieure à la blende et s'installe volontiers dans ses clivages, s'insinue le long de ses cassures sans jamais, toutefois, y apparaître en exsolution. Un autre lieu de prédilection de la chalcopyrite est le contact de deux cristaux, probablement plus anciens qu'elle (contact blende-galène, blende-quartz, blende-sidérite). Par rapport à la galène deux cas sont à considérer. La chalcopyrite peut se trouver au contact de la galène et d'un autre minéral, ou entre deux cristaux de galène, ou dans celle-ci, les faces limitant la chalcopyrite étant alors parallèles au clivage 100 du sulfure de plomb. De ces observations on peut conclure à l'antériorité de la galène. Mais on observe aussi assez fréquemment que des filets de chalcopyrite recoupant la blende soient arrêtés par la galène. Une section polie nous a montré de tels filets, recoupant la blende puis une plage arrondie de cuivre gris située au contact blende-galène (photo 38). Ce qui permet de conclure que dans ce cas la galène est postérieure à la chalcopyrite, donc au cuivre gris qui lui est synchrone.

(1) Analyse C.BAHEZRE. Etude N° M 07 99, BRGM Paris.

Cette observation nous fournit un argument supplémentaire pour penser qu'il existe au moins deux phases de cristallisation de galène. L'époque de mise en place de la chalcopryrite par rapport à la blende étant bien déterminée et fixe. Dans la blende on n'observe jamais d'ex-solutions de chalcopryrite. Jusqu'à une profondeur assez considérable, puisqu'on la rencontre jusqu'au niveau 0 de Gennamare, on rencontre la covellite, en agrégats de petits cristaux enchevêtrés les uns dans les autres sur le bord des plages de chalcopryrite. Il ne semble pas exister d'autres minéraux cuprifères dans ce type de minéralisation.

Les gangues récentes

Ce sont les veines de quartz et sidérite postérieures à la minéralisation sulfurée, la dolomite, la calcite, la barytine, le gypse. Elles sont toutes plus ou moins synchrones et montrent de nombreuses récurrences.

Le quartz

Il existe au moins deux venues de quartz récent, l'une recoupant l'autre ainsi que le montrent les observations macroscopiques en galerie. C'est un quartz blanc, massif, en filonnets, veinules ou en cristaux automorphes isolés dans le minerai. On l'observe particulièrement bien dans le filon Brassey (1ère zone, niveaux -140 - 180). Il est moins abondant que le quartz ancien et semble ne jamais contenir d'enclaves schisteuses.

La sidérite

C'est la principale masse de sidérite, la seule que l'on puisse observer dans les galeries. Son faciès est le même que celui de la première venue, seule d'ailleurs les observations des rapports géométriques des différentes veinules sur les parements des galeries permettent de déceler son existence. Peut-être d'ailleurs (ainsi que pour le quartz et la galène) ne s'agit-il pas de plusieurs venues du même minéral, mais d'une remobilisation du matériel déjà existant. Quoi qu'il en soit, cette sidérite récente pourrait, comme le quartz, s'être mise en place en plusieurs phases.

La dolomite, la calcite

Les carbonates les plus récents sont une dolomie ferrière (ankérite) et de la calcite, qui forment de minuscules filonnets larges de quelques millimètres en général, atteignant rarement des dimensions plus importantes. Dolomite et calcite sont de toute façon relativement peu fréquentes.

La barytine

Rare à Ingurtosu, elle est relativement abondante à Montevecchio (filon Sant' Antonio). C'est une barytine blanche, en amas de quelques centimètres dans le minerai. C'est une des gangues tout à fait terminales. Une partie du quartz lui est toutefois postérieure, puisque s'insinuant dans ses clivages, et prenant le faciès " quartz haché ".

Le gypse

Il est tout à fait exceptionnel. Nous n'en avons observé que quelques cristaux, automorphes de 1 à 2 cm environ, au niveau -40 du filon Brassey, ce gypse se trouvant à l'intérieur d'une petite cavité. On l'a également rencontré à Montevecchio (filon Sant' Antonio).

La Fluorine

Nous ne l'avons jamais rencontrée, et elle n'a jamais été signalée à Ingurtozu à notre connaissance. Toutefois, P. ZUFARDI (1948) la signale pour le gisement de Montevecchio, sans préciser toutefois ses conditions de gisement. Par conséquent sa position chronologique demeure inconnue. Elle serait rare. De LAUNAY la signale également dans la zone de Pinnadeddu, et G. DESSAU (1936) dans les filons à cobalt et nickel situés au Sud du batholite de l'Arburese.

La pyrite, la marcasite

La pyrite et la marcasite, souvent intimement mélangées, constituent l'une des phases ultimes de la minéralisation d'Ingurtosu-Montevecchio. On les trouve en remplissage de fissures tapissant des géodes dans lesquelles elle recouvrent indistinctement tous les autres minéraux, en particulier la blende et la galène, s'insinuant entre les autres minéraux. Il apparaît donc ainsi, très nettement, une inversion de l'ordre de cristallisation normal pyrite-blende-galène. Il s'agit peut-être toutefois du résultat d'une remise en mouvement tardive d'une pyrite antérieurement déposée. Pyrite et marcasite sont parfois recouvertes, à leur tour, d'une très fine pellicule d'opale, épaisse seulement de quelques dixièmes de millimètres, marquant sans doute la toute dernière phase de dépôt de minéraux pour cette zone.

CONCLUSIONS

Les faits les plus remarquables qui ressortent de l'étude de cette minéralisation sont donc :

- L'existence d'une minéralisation cobalto-nickelifère antérieure à la minéralisation plombo-zincifère.
- Les inversions de l'ordre normal de cristallisation.

1/ La minéralisation cobalto-nickelifère

La présence, associés aux minéraux cobalto-nickelifères, de minéraux bismuthifères et argentifères, la présence de bismuth dans un cristal de linnéite, et les rapports chronologiques de tous ces minéraux, permettent d'individualiser, dans l'histoire des gisements de l'Arburese, une phase de minéralisation correspondant à la classique " formation à cinq éléments ". (J. GEFFROY et J.A. SARCIA, 1958). Toutefois l'uranium semble faire défaut. D'importance très réduite dans les filons dont il a été question ici, cette " formation à 5 éléments " est beaucoup plus développée dans les filons au sud du batholite de l'Arburese (Riu Planu is Castangias, Fenugu Sibiri, Perda S' Oliu, Perda de Fogu). Ces derniers furent même le siège de tentatives d'exploitation pour cobalt et argent au début du siècle. Signalons que le bismuth était particulièrement abondant dans ces filons.

La fluorite y existe de façon assez systématique, bien qu'en faible quantité. Ceci constitue un argument supplémentaire pour affirmer que cette minéralisation à 5 éléments constitue une phase précoce de la genèse des gisements de l'Arburese. En effet, si la liaison génétique de la minéralisation à plomb-zinc avec le granite est plus qu'incertaine, la fluorite, souvent associée de par le monde à des roches ignées (A. BATEMAN, *Minéral Deposits* p. 735 - J. AGARD, Ph. MORIN, 1952) semble dans le sud-ouest de la Sardaigne, impérativement liée à la mise en place des granites intrusifs. Elle correspondrait donc à la première phase d'activité métallogénique des filons, alors que l'influence thermodynamique et géochimique du granite était encore sensible.

La fluorite signalée dans les filons plombo-zincifères d'Ingurtosu-Montevectchio serait donc une relique de cette première phase, au même titre que les minéraux de la formation à 5 éléments. Pour G. DESSAU (1936), l'argent serait indépendant des autres éléments de la formation : " Il semble que les minéraux d'argent ne font pas partie du remplissage nor-

mal de nos filons, mais appartiennent en fait à une minéralisation distincte, à gangue de fluorine, laquelle peut localement utiliser les mêmes fractures filoniennes, ou au contraire constituer du remplissage de filons indépendants, ayant en outre une direction totalement différente, comme à Perda s' Oliu (où l'argent se trouve de préférence dans les fractures radiales, le cobalt dans les fractures périphériques). L'indépendance de l'argent semble toutefois peu probable, étant donné le caractère classique de cette association. L'indépendance apparente de l'argent doit, plus probablement, être due à la grande mobilité de cet élément compte tenu de la position très superficielle des zones filoniennes actuellement reconnues par les travaux miniers.

2/ Les inversions d'ordre de cristallisation

On constate de notables décalages entre l'ordre de cristallisation considéré comme normal dans une telle paragenèse et l'ordre de cristallisation effectif que l'on observe soit directement sur échantillon, soit en sections polies. Je citerai plus particulièrement la cristallisation de la galène antérieure à celle de la blende, et la pyrite, ici terminale. Selon J. ORCEL (1953) (in E. RAGUIN, Géologie des gîtes minéraux, pp. 98-99), ces inversions seraient dues à une cristallisation à profondeur assez faible ce qui entraîne des déséquilibres thermodynamiques provoquant les inversions. L'existence de tels déséquilibres est en parfait accord avec celle de phénomènes de la réjuvenation que la profondeur de mise en place en soit la cause ou non.

3-3-1-6- TEMPERATURE DE CRISTALLISATION DE LA MINERALISATION

La structure des filons de l'Arburesse à minéralisation rubannée, en cocardes, bréchiques, etc... (Fig. 27) est celle que l'on attribue classiquement aux minéralisations mésothermales. Il en va de même pour la paragenèse dans laquelle n'apparaît aucun minéral de haute température, (cubanite, pyrrhotite, etc...) ni aucune structure réputée de haute température telle que les exsolutions de chalcopyrite dans la blende.

Pour avoir une idée plus précise de la température de cristallisation du minerai de ces

gisements, j'ai eu recours à l'étude des inclusions fluides du quartz (G. DEICHA, 1955) (1). Il a été fait appel aux essais d'écrasement à froid, et à l'observation microscopique des inclusions fluides, observation pratiquée sur des esquilles de quartz, détachées de la roche à la pince. J'indiquerai ici tous les résultats obtenus, pour chaque échantillon.

- Filon Brassey, 2ème zone, niveau -45.

Ecrasement négatif (pas de dégagement gazeux). Cet échantillon renfermait beaucoup d'inclusions sans doute secondaires, sans bulles.

- Filon Brassey, 2ème zone, niveau 0.

Ecrasement négatif. L'examen microscopique des esquilles montre des traînées d'inclusions secondaires, parfois bullées très réduites, généralement sans bulles.

- Filon Brassey, 1ère zone, veine du toit, niveau -40.

Ecrasement négatif. On note des alignements d'inclusions fluides sans doute secondaires.

- Filon Brassey, 3ème zone, niveau 40.

Ecrasement négatif. Les esquilles montrent des lacunes de cristallisation, et des alignements d'impuretés semblant être des alignements secondaires. Comme ces impuretés sont à une seule phase, il est impossible de savoir s'il s'agit d'inclusions fluides.

- Filon Pitzennuri, affleurements.

Ecrasement négatif. De petites inclusions sans bulle sont visibles à fort grossissement.

- Filon Ingurtosu, Casargiu. Affleurements.

Ecrasement négatif. Des alignements secondaires sans bulle. On note en outre la présence d'inclusions (primaires ?) crevées.

- Rocca Abruxiadda. Affleurements.

Ecrasement positif. Les inclusions présentent des bulles assez grosses. Certaines ont aussi des dépôts.

(1) Etude faite au Laboratoire de Géologie Appliquée de la Sorbonne, sous la direction de Mr G. DEICHA.

- Rocca Abruxiadda.

Ecrasement positif faible.

- Filon Thomas. Affleurements.

Ecrasement positif. Quelques rares inclusions secondaires.

- Filon Crabulassu. Chantier Bidderdi (haldes).

Ecrasement négatif. Des inclusions secondaires alignées sont à libelle mobile. D'autres sans inclusions, plus grosses, à très grosses bulles sont antérieures aux précédentes. Quelques unes contiennent un dépôt solide.

- Filon Sant' Antonio, Pozzo Edoardo, affleurements.

Ecrasement positif. Il y a de nombreux alignements secondaires d'inclusions petites à libelle très mobile, et d'autres inclusions plus grandes, (de l'ordre de 20μ) à petite bulle.

- Filon Sant' Antonio, Gennamare, affleurements.

Ecrasement négatif. De rares inclusions, certaines indubitablement primaires contiennent une bulle bien développée.

- Prima Vena. Affleurements.

Ecrasement négatif. De nombreux alignements secondaires d'inclusions à très petit libelle mobile.

- Filonnets recoupant les porphyroïdes de Gennamare. Affleurements.

Ecrasement nettement positif. Les inclusions primaires contiennent d'abondants dépôts, non identifiés, qui polarisent.

- Vena Regolare. Affleurements.

Ecrasement positif. On note au microscope de nombreux pores intergranulaires. Des inclusions secondaires à très petites bulles.

- Santa Luisa. Pinnadeddu. Affleurements.

Ecrasement positif. Il y a beaucoup de petites inclusions secondaires visibles seulement en fond noir à cause de l'opacité de cet échantillon. Quelques inclusions primaires.

- Santa Luisa. Naracauli. Affleurements.

Echantillon analogue au précédent.

De ces observations, il ressort que la cristallisation du quartz, y compris du " quartz ancien " (échantillons du filon Brassey), s'est effectuée à température peu élevée. Seul l'échantillon prélevé dans les porphyroïdes de Gennamare dénote une température de formation supérieure à 200° C. Pour la plupart des échantillons étudiés la température ne dépasse pas quelques dizaines de degrés, et dans tous les cas le dégagement gazeux à l'écrasement reste faible.

Ceci confirme le caractère nettement post-magmatique de la minéralisation, déjà soupçonné lors de l'étude mécanique de la fracturation.

3-3-1-7- LES ELEMENTS EN TRACES

Une intéressante étude quantitative des éléments en traces de la galène a été effectuée en 1953 par A. BIANCHINI, I. SALVADORI et P. ZUFFARDI, tant sur des échantillons prélevés en galeries que sur les concentrés de laverie. Les résultats obtenus sur les galènes non flottées sont les plus intéressants sur le plan géologique, car le comportement en levée des différents éléments étant conditionnés non par leur association paragénitique avec la galène, mais par la nature des effets de surface qu'ils subissent au contact des réactifs de flottation, les résultats peuvent ne pas être significatifs, surtout dans le cas d'une flottation différentielle où par exemple des minéraux associés normalement à la blende peuvent se retrouver dans les produits de flottation de la galène.

Bien que, comme le font remarquer les auteurs, l'échantillonnage au fond des différents filons de Montevecchio ait été forcément incomplet, du fait de l'impossibilité d'accéder à bon nombre d'anciens travaux remblayés ou éboulés, les résultats obtenus ont une trop grande

homogénéité pour n'être pas représentatifs de la géochimie des filons. Je me bornerai ici à rappeler l'essentiel des résultats qu'ils ont obtenus, sans entrer dans la description des méthodes d'échantillonnage et d'analyse, longuement exposées dans la note de ces auteurs.

Ont été recherchés et dosés les éléments ou corps suivants : Pb, Zn, S, SiO_2 , W, Ag, Bi, Sb, Cu, Fe, Sn, Co, Ni, Mn, Mo, Sr, As, Cd, et ont été plus spécialement examinés les cas de Ag, Sb, Sn, et Bi.

Les teneurs moyennes obtenues pour ces quatre éléments, rapportées à la tonne de plomb métal sont respectivement de 656 gr/t, 4200 gr/t, 25 gr/t, et 35 gr/t.

Les rapports Ag/Pb, Sb/Pb et Sn/Pb diminuent en profondeur, tandis que Bi/Pb augmente légèrement.

Il paraît également une zonalité horizontale : tandis que Bi/Pb diminue lentement en allant d'Est en Ouest, les valeurs les plus élevées de Ag/Pb, Sb/Pb, Sn/Pb sont plus élevées à Sant' Antonio et Sanna qu'à Piccalina, Telle et Casargiu.

Tandis que les histogrammes de fréquence des teneurs en argent et antimoine sont nettement bimodaux, la répartition de l'étain et du bismuth semble suivre une loi lognormale. La répartition bimodale des teneurs en argent et antimoine plaide elle aussi en faveur d'un hydrothermalisme polyascendant, constitué de venues ayant des caractères géochimiques un peu différents.

Il existe une corrélation positive très nette entre l'argent et l'antimoine. Ceci ne saurait surprendre, les minéraux porteurs de l'argent qui ont été mentionnés ci-dessus étant la stéphanite, Ag_5SbS_4 et peut-être la dyscrasite Ag_3Sb .

Aucune étude quantitative des éléments en traces dans les blendes n'a été faite jusqu'à présent. Les oligoéléments les plus importants y sont : le cuivre, le germanium et le cadmium.

3-3-2 LES AMAS MINERALISES

DU CALCAIRE METALLIFERE

3-3-2-1- LA MINE DE SAN GIOVANNI (1)

CADRE GEOLOGIQUE

Situation géographique

La mine de San Giovanni se trouve à environ 6 km d'Iglesias, un peu au Sud de la route Iglesias - Gonnessa - San Giovanneddu, où furent exploités autrefois quelques amas calaminaires, constituant la partie la plus orientale de l'ensemble San Giovanni - San Giovannedu.

3-3-2-1-1- L'EXPLOITATION

Actuellement l'exploitation de San Giovanni est organisée en quatre chantiers distincts, ne correspondant d'ailleurs pas toujours, comme nous le verrons, à une réalité géologique, mais dépendant plutôt de la situation topographique des amas et de leur caractère minéralogique, oxydé ou sulfuré. Les quatre chantiers sont :

Le contact ("filone contatto") situé à l'extrême nord de la mine, c'est une exploitation implantée sur une lentille mixte blende-galène, à galène largement dominante. Sa production est de l'ordre de 60.000 tonnes par an, avec une teneur moyenne en plomb de 3,5 à

(1) Collection des Gîtes Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris - N° 1549, 4364 et 4510.

4 %, celle en zinc étant de 1 %. On retire 300 gr/t d'argent des concentrés de plomb, tandis que la teneur moyenne en germanium des concentrés de blende est de 250 gr/t. La récupération de la blende est intermittente, et dépend de la teneur du tout-venant extrait.

Les blendeux ("blendoso") constituent le quartier le plus actif de la mine. Ils sont à peu près exclusivement zincifères, comme l'indique leur nom. La production annuelle est de l'ordre de 150.000 tonnes par an, le tout-venant contenant en moyenne 4,30 % de zinc et moins de 1 % de plomb. Les concentrés de galène tiennent 300 gr/t d'argent, tandis que ceux de zinc ne renferment aucun élément accessoire intéressant ou pénalisable.

Les oxydés ("ossidati") représentent la partie supérieure des amas blendeux. Leur production en 1962 a été de 71.000 tonnes, et celle-ci tend actuellement à baisser. Ils contiennent en moyenne 2,30 % de plomb et 5 % de zinc, ce dernier étant à peu près exclusivement sous forme de smithsonite. Les concentrés de plomb renferment environ 500 gr/t d'argent.

Les riches en argent ("ricchi in argento") sont représentés essentiellement par les colonnes minéralisées situées au SW de la concession et par le filon Burra. Ils ont été le siège des anciennes exploitations romaines et pisanes. Tous sont relativement superficiels. Ils produisent environ 50.000 tonnes à 2 - 2,50 % de plomb. La teneur en zinc est toujours très faible, inférieure à 1 %, et ce métal n'est jamais récupérable, étant principalement sous forme d'oxydés. Les concentrés de plomb renferment en moyenne 2 kg/t d'argent, parfois beaucoup plus.

L'exploitation est conduite suivant un procédé dérivant du sub-level caving, mais sans foudroyage (sub-level stoping); les caractéristiques mécaniques de la roche permettant de laisser sans risques de grands vides d'exploitation ouverts, et les dégâts de surface éventuels étant sans importance du fait que le plateau de San Giovanni n'est ni habité ni cultivé.

Trois puits principaux desservent la mine : les puits ne débouchent pas au jour, mais dans les deux galeries de grand roulage au niveau + 150 (1) (galerie Idina et Lhéraud). Le puits

(1) Toutes les cotes des niveaux sont données par rapport au niveau de la mer.

Carolina dessert le Contact, le puits Nord-Est les Blendeux, et le puits Albert qui fait communiquer le 150 avec le 300, les Oxydés et les Riches en Argent. Ce dernier est réservé au personnel, le minerai des chantiers qu'il dessert étant amené au 150 par des cheminées de jet.

Le roulage dans les chantiers se fait soit à bras, soit par autopelles sur pneus Atlas-Montevecchio, soit (Riches en Argent, niveau 255), par mulet. Au 150, le minerai est repris sur des wagons de 3 m³ tirés par un locomoteur électrique qui le conduit aux trémies, situées au-dessus des installations de concassage. De là, le minerai est repris par un convoyeur à bande jusqu'à des trémies de stockage, puis un autre convoyeur à bande le porte à la laverie. Cette dernière comporte quatre départements, traitant chacun le minerai d'un des chantiers énumérés ci-dessus.

Les concentrés, obtenus par flottation, sont ensuite évacués par la route jusqu'au port de Sant' Antioco, d'où ils sont acheminés aux fonderies, situées sur le continent (La Spezia et Crotone).

3-3-2-1-2- L'EXHAURE

Comme pour toutes les mines de la région d'Iglesias, l'exhaure, très importante, est assurée par la mine de Monteponi. Les eaux sont pompées jusqu'au niveau +6, et de là évacuées à la mer par une galerie.

Seul le Contact, dont l'exhaure est d'ailleurs assez faible, semble ne pas communiquer avec Monteponi, et est muni d'un groupe de pompes. Une galerie, au niveau +6, va rejoindre la grande galerie d'exhaure de Monteponi.

Par ailleurs, le chantier le plus profond des Blendeux (Masse Idina, niveau -150) a dû être muni lui aussi de pompes, car il se trouve en dessous du niveau où se fait sentir le pompage de Monteponi (environ -100).

3-3-2-1-3- GEOLOGIE DE SURFACE

Les minéralisations de San Giovanni et San Giovanneddu sont entièrement encaissées dans les roches constituant l'étage du Calcaire Métallifère. L'ensemble est constitué de blocs limités par des failles à peu près Nord-Sud.

- Le bloc occidental est celui qui renferme les minéralisations de la mine de San Giovanni. Il est limité vers l'Ouest par la faille de Gonnese, vers le Nord par les calcschistes et schistes acadiens, vers l'Est par la faille Sant' Antonio et vers le Sud par la " zone des alternances " qui constitue le sommet de l'étage des grès.

- Au-delà de la faille de Sant' Antonio, et jusqu'à la faille du Ribasso Ferraris, on ne connaît à l'heure actuelle aucune minéralisation importante.

- A l'Est de la faille du Ribasso Ferraris débute la zone de San Giovanneddu, limitée vers l'Est par d'autres failles, séparant San Giovanneddu de San Giorgio.

Dans la topographie, on peut remarquer que chaque panneau, à surface peu accidentée, est plus haut que celui qui lui fait suite immédiatement vers l'Est. Le passage des grandes failles N-S est marqué, ainsi qu'il est classique, par des cols ou par de brutales ruptures de pente. Du point de vue lithologique, les roches dominantes sont naturellement les roches carbonatées, calcaires et dolomies. Ces dernières sont représentées essentiellement par la dolomie jaune, et, sur quelques affleurements minéralisés, par la dolomie géodique (colonne 8, San Giovanneddu). La dolomie rayée n'apparaît que tout à fait au Sud du bloc de San Giovanni (zone des chantiers " Riches en Argent "). La proportion de calcaire de l'ensemble diminue rapidement quand on se déplace vers l'Est : à San Giovanneddu, il n'existe plus que quelques lambeaux calcaires très réduits, alors que le calcaire constitue l'essentiel des roches de San Giovanni. Le plus souvent, l'orientation des contacts dolomie jaune-calcaire est la même que celle de la stratification.

Les calcschistes situés au toit des calcaires et dolomie ont une puissance variable. Assez réduite à San Giovanni (10-15 m), ils deviennent plus puissants vers San Giovanneddu, où

ils atteignent une trentaine de mètres de puissance. Les affleurements en sont souvent discontinus.

Les roches éruptives sont exceptionnelles. Le seul affleurement pouvant être rapporté de façon certaine à de telles roches est celui des diabases du Scavo Heneage, dans la zone de faille de Sant' Antonio. Peut-être peut-on aussi y rapporter le " filon argileux ", roche très altérée, d'aspect argileux (d'où le nom que lui ont attribué les mineurs), situé près du puits Albert.

Restent enfin les " quartzites ", qui, comme toujours, posent un certain nombre de problèmes quant à leur origine.

Le plus important est celui qui limite vers l'Ouest le plateau de San Giovanni. Ce " quartzite " forme deux séries d'affleurements discontinus répartis selon deux alignements, l'un N-S, l'autre N 15-20 W, donnant dans la morphologie des reliefs à faciès ruiniforme. La branche occidentale est installée le long de la faille de Gonnese, une des failles majeures de San Giovanni, mettant en contact les schistes siluriens et l'étage du Calcaire Metallifère. La branche NS est probablement, elle aussi, située sur une faille. Ce " quartzite " présente un aspect très hétérogène, tous les intermédiaires existant entre le quartz à peu près pur, blanc, saccharoïde, et les éléments de dolomie ou de schiste plus ou moins silicifiés. La texture est le plus souvent bréchique. La branche N 15 W est localement très pyriteuse, et contient aussi parfois un peu de plomb.

D'aspect très analogue est le " quartzite " dit " de Bimbo ", qui domine la route conduisant aux chantiers de la mine de San Giovanni. Beaucoup plus petit, d'aspect ruiniforme lui aussi, également très hétérogène, ce " quartzite " contient des éléments de dolomie géodique silicifiés. On y rencontre assez fréquemment des géodes de barytine, en cristaux tabulaires groupés en gerbes. Comme le précédent, ce quartzite est implanté dans une zone faillée.

Assez différent par contre semble être le petit banc de " quartzite " affleurant sur le plateau de San Giovanni, à quelques dizaines de mètres au Sud du puits Albert. Peu puissant (2-3 mètres), il est constitué de quartz blanc saccharoïde, localement très chargé d'oxydes

de fer. La longueur totale sur laquelle on en connaît les affleurements est d'une centaine de mètres environ. Dirigé E-W, il est interstratifié. On ne le connaît pas dans les travaux miniers. Il s'agit donc d'une silicification superficielle, probablement relativement récente, car ce banc de " quartzite " n'est en rien affecté par la faille de Sant' Antonio.

Peut-être en est-il de même de tout ou partie des " quartzites " de San Giovanneddu. Il s'agit là de petits affleurements sans continuité, groupés parfois en alignements orientés selon le plan de stratification ou les plans de diaclase, et parfois implantés sur les contacts schistes cambriens-dolomie.

LA TECTONIQUE

Tectonique de plissement

La tectonique de plissement, à San Giovanni - San Giovanneddu, comme dans tout l'Iglesiente, est caractérisée par l'existence d'au moins deux phases de plissement.

Les couches sensiblement Est-Ouest à San Giovanni, pendent régulièrement de 70° - 80° vers le Nord. A San Giovanneddu, leur orientation devient N 30 W, le plongement se faisant toujours vers le Nord.

A l'échelle de l'ensemble de la bordure Sud du synclinal de Ponte Cartau, autrement dit en débordant du cadre plus limité de San Giovanni, on remarque que les plis ont une direction d'ensemble Est-Ouest, oscillant de part et d'autre autour de cette direction. Ceci est particulièrement net en ce qui concerne la forme de l'anticlinal de Gonnese - Funtana Perda. On note également que les flancs Sud de cet autre anticlinal ayant une direction NW-SE sont déversés, de même que les flancs Nord de direction NE-SW.

Cette structure peut s'interpréter comme résultant de l'interférence de deux phases successives de plissement :

- Une première phase a provoqué l'apparition d'un anticlinal Est-Ouest, dû à l'apparition d'un régime de contraintes N_1 horizontal, Nord-Sud, N_2 horizontal Est-Ouest, et N_3 vertical.

- Une seconde phase a donné à l'anticlinal sa structure définitive. Au cours de cette deuxième phase, les contraintes devaient en gros se décomposer en un N_1 horizontal Est-Ouest, N_2 également horizontal Nord-Sud, et N_3 vertical, ce qui a déterminé le flambage de l'anticlinal et l'apparition des flancs inverses signalés plus haut.

Compte tenu d'observations faites en d'autres points de l'Iglesiente et du Sulcis (F. AR - THAUD, 1963), on peut raisonnablement penser que la première phase correspond à la phase sarde de l'orogénie calédonienne, la seconde à l'orogénèse hercynienne.

En ce qui concerne les plissements, on peut, en outre, signaler l'existence d'une dysharmonie entre le calcaire métallifère et les schistes de Cabitza, ce qui ne saurait surprendre, étant donné la grande différence de compétence de ces roches. Les schistes présentent en effet des plis compliqués, vraisemblablement isoclinaux, et une surface portant de fortes traces de lamination se trouve au niveau des calcschistes.

Tectonique cassante

Beaucoup plus intéressante est l'étude de la fracturation.

Les diaclases sont nombreuses. Outre bien sûr le joint de stratification qui donne l'une des directions de diaclases les plus évidentes, il existe aussi une autre direction bien développée orientée N 40 E et plongeant d'environ 60° vers le SE.

D'autre part, l'ensemble San Giovanni-San Giovanneddu est, ainsi que je l'ai dit ci-dessus, découpé par des failles en gros NS qui sont d'Est en Ouest (Fig. 29) :

- La faille de Gonnesa : Cette faille est sub-verticale, présentant un très fort pendage vers l'Ouest. Elle met en contact les schistes siluriens situés à son toit et les dolomies du Calcaire Métallifère. Il s'agit donc d'une faille normale. Au Sud de San Giovanni, vers Gonnesa, cette faille se ramifie en deux branches se rejoignant au Sud, et faisant entre elles un angle d'une vingtaine de degrés. L'une, Nord-Sud, suit le bord de la falaise occidentale de San Giovanni. L'autre, N 20 E, semble s'arrêter à Punta sa Torre, et n'est marquée que par des phénomènes de silicification, d'ailleurs plus discrets que ceux affectant la branche principale, les " quartzites " proprement dit n'apparaissant qu'à Punta sa Torre.

- La faille de Sant' Antonio : Il ne s'agit pas à proprement parler d'une faille, mais plutôt d'une zone de failles comprenant plusieurs accidents très rapprochés de direction N 15 E. L'ensemble plonge d'environ 70° vers l'Est. Au mur de cette zone de failles sont connus quelques petits accidents N 40 E, plongeant vers le SE. Certains sont très proches de la faille de Sant' Antonio et viennent buter sur elle (failles limitant la masse Pozzo IV à l'Est et à l'Ouest), d'autres un peu plus distants, (faille de Burra).

La faille de Sant' Antonio produit dans le contact Calcaire Metallifère-Schistes de Cabitza, à la limite Nord de la mine, un décrochement net, et tel que les dolomies du compartiment Est sont ainsi mises au contact des schistes du compartiment Ouest. L'ampleur de ce décrochement n'est pas connue avec précision, du fait que les haldes sont déposées sur sa partie Nord. Il ne semble pas excéder, toutefois, quelques dizaines de mètres.

Ce décrochement peut être interprété de deux façons, soit comme résultant du jeu horizontal d'une faille de décrochement, soit comme étant, du fait du pendage des couches vers le Nord, le résultat du jeu d'une faille inverse ayant remonté le compartiment Est.

Interpréter la faille de Sant' Antonio comme étant une faille inverse conduit d'emblée à une grosse difficulté, due au fort pendage de la faille. En effet, le régime des contraintes responsables de l'apparition de failles inverses est tel que N_1 et N_2 soient horizontaux, N_3 , vertical, étant limité au poids des terrains (J. GOGUEL, Traité de Tectonique, p. 220). Or, la loi selon laquelle $\omega \leq 45^\circ$ impose que, dans un tel système de contraintes, le pendage de la faille inverse qui apparaîtra soit inférieur ou égal à 45°.

Il existe donc un problème quant à l'interprétation mécanique de cette faille. Pour tenter de l'élucider, il convient d'examiner comment évolue la faille à l'extérieur de la zone qui nous intéresse ici, et quels sont ses rapports avec les plissements affectant le Cambrien.

Vers le Nord, la faille de Sant' Antonio se poursuit, sur plusieurs kilomètres, en direction de la mine de Monte Agruxiau, et au-delà de celle-ci la faille entre dans l'anticlinal de Genna Bogai, dont la bordure est alors décrochée de plus d'un kilomètre. La direction de la stratification des grès dans cette zone est à peu près perpendiculaire à celle de la faille. A proximité immédiate de celle-ci, la roche apparaît très fracturée, et les affleurements sont

pratiquement inexistants. Toutefois, le peu de choses observables montre une nette torsion des bancs, qui se couchent sur la faille, le sens de la torsion étant en accord avec le sens du décrochement.

Compte tenu du plongement des grès et de celui de la faille, cette dernière est alors sans ambiguïté une faille normale. L'importance du décrochement étant bien plus considérable ici qu'à San Giovanni, ceci implique nécessairement que la faille ait joué " en coup de ciseau ", et qu'ainsi dans la partie Nord à la composante horizontale de décrochement se superpose une composante verticale de plus en plus importante en allant vers le Nord. Ceci est en outre confirmé par la disparition assez rapide de la faille au Sud de San Giovanni.

- La faille du Ribasso Ferraris : C'est une faille normale, à faible rejet, parallèle à la faille de Sant' Antonio, et limitant le panneau de San Giovanni.

AGE DES FAILLES

On n'a aucune possibilité de datation directe de ces failles, les seuls terrains qu'elles recoupent étant le Cambrien et l'Ordovicien. Il est d'autre part possible que ces failles aient joué plusieurs fois, compte tenu de l'histoire tectonique très compliquée de la zone.

La dernière période d'activité de ces failles semble toutefois relativement récente, si l'on tient compte de la morphologie du terrain. Les différents panneaux délimités par ces failles s'abaissent en effet graduellement d'Ouest en Est, ce qui donne à penser que ces failles aient affecté une surface qui était déjà une pénéplaine. La première pénéplanation de la région est d'âge post-hercynien. Il en est donc de même de ces failles, et un rejeu de celles-ci lors de l'orogénèse alpine n'est pas à exclure, vu la proximité des grandes plaines d'effondrements sardes d'âge alpin.

3-3-2-1-4- LES PHENOMENES KARSTIQUES

Il est bien évident que dans un plateau calcaire comme celui de San Giovanni les phénomènes d'érosion karstiques prennent un développement non négligeable.

Ces phénomènes se manifestent tout d'abord dans la morphologie du terrain par l'existence de lapiez, affleurant sur les pentes, virtuel sur le plateau, où il est recouvert de terre argileuse rouge.

Mais les manifestations les plus spectaculaires de l'érosion karstique sont évidemment celles soulignées par l'existence de grottes. Les grottes de San Giovanni sont d'autant mieux connues qu'il est fréquent que des travaux de recherche ou d'exploitation faits dans les zones les plus superficielles (Riches en Argent, Oxydés), rencontrent des grottes aveugles.

Ces grottes peuvent se classer en deux groupes, selon que seuls sont visibles les phénomènes de dissolution, ou qu'au contraire les phénomènes de dépôt succédant aux dissolutions y atteignent un développement notable. Ce dernier cas est le plus fréquent. L'importance du dépôt est fort variable d'une grotte à l'autre. Certaines sont presque entièrement rebouchées comme par exemple la " Grotta Egiziana ", au niveau +300, qui doit son nom à ses énormes piliers de calcite blanche. D'autres par contre, comme celle située à proximité de la Massa Riccardo, au niveau 225, ou celle, aujourd'hui détruite par l'exploitation, de la Massa Pozzo IV, ne comportant guère que des concrétions de type plancher de grotte, et quelques " fleurs de pierre " et excentriques, parfois magnifiques, mais de volume très réduit par rapport au volume de la cavité. La grotte Santa Barbara est sans conteste la plus originale quant à ses concrétions et autres dépôts de parois. Découverte par hasard en 1952 par une cheminée de recherche à proximité du Puits Carolina, cette grotte se trouve sur le contact calcaire-dolomie jaune suivi par les minéralisations du Contact. On y accède en traversant la salle de la machine du puits, et en empruntant ensuite une vingtaine de mètres d'échelles, le plancher de la grotte se trouvant au niveau 200. La cheminée d'accès débouche à quelques mètres de la paroi Nord de la grotte à travers un plancher épais de 1,5 m. environ. Ce plancher débute vers le bas par une couche de calcite concrétionnée pratiquement pure, de 50 centimètres d'épaisseur. Puis vient une couche irrégulière, de 10 à 30 cm d'épaisseur, noirâtre et friable, constituée d'un mélange de calcite, pyrolusite et goethite (V. ROSSETTI, A. ZUCCHINI, 1957). Cette couche passe à une troisième couche, friable, presque terreuse, jaunâtre, avec des mouches noires d'oxyde de manganèse, très riche en fer, la teneur en manganèse augmentant dans les derniers centimètres de la couche. Cette troisième couche fait environ 50 cm d'épaisseur. Puis vient une assise de 15-20 cm,

de calcite pratiquement pure. Lui fait suite, sur environ 20 cm, une couche de barytine en lame noirâtres, enchevêtrée, les vides entre les cristaux de barytine étant comblés par de la calcite blanche, concrétionnée. Le plancher de la grotte se termine par une couche de calcite concrétionnée à peu près pure, de 50-60 centimètres. Dans toutes les couches constituant le plancher de la grotte on note la présence fréquente de plomb et de zinc en traces (teneurs toujours inférieures au pour cent) (V. ROSSETTI, A. ZUCCHINI, 1957).

La grotte est allongée selon la direction Est-Ouest et ses dimensions horizontales sont de 50 et 70 mètres environ. Elle est constituée de deux salles, la plus importante étant celle où a débouché la cheminée d'accès, l'autre, plus petite, au Sud-Ouest de la première, se trouve une dizaine de mètres en contre-bas, et un petit lac en occupe le fond. Le niveau de l'eau y reste pratiquement constant en toutes saisons. Le passage de l'une à l'autre salle se fait par une paroi sub-verticale, Est-Ouest, incrustée de calcite.

Les parois de la salle supérieure sont recouverts de concrétions de calcite blanche, soit en revêtement sur les parois, soit en orgues, draperies, excentriques, etc... Mais ce qui fait l'originalité de cette grotte est la présence, sur la calcite des parois, de barytine en grands cristaux tabulaires, de couleur brun foncé. Ces cristaux sont généralement maclés, et entre les lames associées en macles, le même agencement se répète avec des cristaux beaucoup plus petits (quelques millimètres de long, contre 4 à 6 centimètres).

Cette barytine est implantée sur de la calcite concrétionnée, impure, contenant des oxydes de fer et manganèse. Dans la partie Est de la grotte elle est recouverte de calcite blanche formant un mince enduit sur les cristaux de barytine. Localement, cette chape de calcite s'épaissit jusqu'à masquer à peu près totalement la présence du sulfate. C'est donc la répétition du même motif, moins l'épaisse couche de calcite pure, que nous avons trouvé dans la coupe du plancher de la grotte.

Un autre type de remplissage de grotte est le type calaminaire. J'y reviendrai lors de la description des Oxydés.

Nous avons vu que la grotte Santa Barbara est implantée sur un contact calcaire-dolomie. C'est le cas d'un certain nombre d'autres petites manifestations karstiques. Mais encore

plus souvent les grottes sont situées le long de failles, ou selon des directions de diaclases bien marquées.

AGE DU KARST

Quel peut être l'âge des phénomènes karstiques observables à San Giovanni ou ailleurs dans l'Anneau Métallifère ?

Pour qu'un régime d'érosion karstique puisse s'établir, il faut et il suffit qu'il y ait émer-sion du massif calcaire. Le problème se ramène donc à celui de l'âge des émer-sions du Calcaire Métallifère. Il faut également remarquer qu'un karst est essentiellement quelque chose d'instable, et que toute modification du régime hydrologique (variations notables du niveau de base, du régime des précipitations, etc...) pourra se traduire par une modifica-tion de l'aspect des grottes en entraînant des modifications dans le régime de précipitation ou de dissolution de la masse calcaire. De telle sorte que l'aspect actuel que présentent des cavités karstiques n'est qu'un état final, et qu'il est extrêmement difficile de reconstituer les différentes phases de leur formation.

La première phase d'émer-sion se situe à la fin du Cambrien. C'est celle consécutive à l'orogénèse sarde, et responsable de la formation du conglomérat de base ordovicien.

Au cours de l'Ordovicien, la sédimentation redevient marine, et elle le restera jusqu'au Stéphanien supérieur, où débute un nouvel épisode continental. Que se passe-t-il ensuite ? Faute de sédiments mésozoïques bien datés dans cette partie de l'île, il est difficile de le savoir avec précision. Toutefois, ceux-ci étant représentés dans la partie orientale de l'île et dans l'extrême Sud du Sulcis par des calcaires marins, il est probable que le Secondaire ait été marin ici aussi.

La dernière émer-sion se situe à l'Eocène.

Ce qui s'observe actuellement est donc la résultante de trois phases d'activité karstique, c'est à dire, compte tenu de l'évolution du karst, essentiellement la morphologie due à l'érosion quaternaire. L'activité karstique semble actuellement fort ralentie, mais n'est

pas encore arrêtée, ainsi qu'en témoigne la formation actuelle de dragées de grottes (galerie Chessa I de Monte Onixeddu) ou de fistuleuses.

Quant aux dépôts eux-mêmes, si la calcite ne pose pas de problèmes particuliers, puisqu'elle est le minéral " normal " d'un karst, il n'en va pas de même de la barytine.

V. ROSSETTI et A. ZUCCHINI pensent que celle-ci a une origine hydrothermale, liée à la mise en place des minéralisations de San Giovanni. Ceci serait confirmé, selon ces auteurs, par la présence de plomb et de zinc dans la calcite du plancher de la grotte. Mais les modifications inévitables de la grotte au Tertiaire et surtout au Quaternaire me semblent rendre peu probable cette hypothèse, la barytine " affleurant " en grande partie dans la grotte. Son origine serait donc plus vraisemblablement karstique, et relativement récente. Cette barytine proviendrait alors de la remise en mouvement de la barytine existante ici et connue comme gangue dans certains amas de la mine. L'existence de barytine dans des karst est d'ailleurs signalée en d'autres points du monde (W. LINDGREN, Mineral Deposits, p. 390 - L. de LAUNAY, Contribution à l'étude des gîtes métallifères, p. 50), et cette manière d'être de la barytine est à mettre en relation avec la liaison fréquente de ce minéral avec la surface topographique actuelle (L. de LAUNAY, Traité des Gîtes Minéraux et Métallifères, t. 2, p. 197). Ceci implique que les traces de plomb et zinc ici présentes aient également la même origine recirculée.

3-3-2-1-5- LES PRINCIPALES MINERALISATIONS DE SAN GIOVANNI

1°/ LE CONTACT

C'est une minéralisation d'allure filonienne, de direction N 70 E. Long d'environ 400 mètres. Son pendage est de 70° vers le Nord. En extension verticale, on le connaît de la surface (+200 environ) ou -105. Il est constitué de deux veines d'importance fort inégales, la Veine principale (Vena Principale) et la Veine du Toit (Vena di Tetto), d'importance beaucoup plus réduite, située à l'extrémité Ouest du filon du Contact. La direction de la Veine du Toit est N 40 E, son plongement de 60° vers le SE.

La Veine Principale est entièrement encaissée dans les roches carbonatées de l'étage du Calcaire Métallifère. Le toit est dolomitique, le mur calcaire (Fig. 30). La minéralisation se rencontre aussi bien dans le calcaire que dans la dolomie. La Veine du Toit, elle, possède un toit schisteux, la minéralisation étant localisée dans les roches carbonatées sous-jacentes.

Les colonnes riches de la Veine Principale paraissent réparties de façon anarchique, sans qu'il en ressorte une corrélation quelconque avec des facteurs structuraux ou lithologiques. De forme et de puissance très irrégulières, elles peuvent s'anastomoser, se diviser.

La minéralisation, mixte plomb-zinc, se présente en mouches ou en poches dans la roche encaissante. Souvent, la galène porte des traces de déformations mécaniques intenses postérieures à sa cristallisation (galène laminée). Aux sulfures est associée de façon assez constante la dolomie géodique, toujours stérile.

De nombreuses crevasses, dont la taille ne dépasse jamais quelques mètres, de direction quelconque et de formes très irrégulières existent jusque dans les niveaux profonds (-60). Elles sont le plus souvent tapissées de scalénoèdres de calcite très allongés, longs parfois d'une dizaine de centimètres, et en général recouverts d'une fine pellicule d'oxyde de fer. Plus rarement, on y rencontre aussi de la barytine en lamelles. Il existe dans la Veine Principale une zonalité verticale nette. La teneur en galène tend à décroître en profondeur, tandis que la blende devient plus abondante.

Il semble que les oxydés aient été peu abondants dans les parties superficielles du gisement.

La Veine du Toit a une structure quelque peu différente. Le remplissage en est souvent bréchique, la galène cimentant les éléments carbonatés de la brèche. Je signalerai aussi l'existence localement, entre la Veine du Toit et les schistes, d'un conglomérat peu important, à matrice schisteuse rouge et dont nombre d'éléments sont constitués soit de barytine très finement cristallisée, parfois imprégnée d'oxyde de fer, soit de galène dont la taille des grains est de l'ordre du millimètre, et qui ne présente pas de traces de déformations.

La paragenèse du Contact

La pyrite

C'est le minéral le plus anciennement cristallisé. Dans les carbonates, elle est souvent fortement automorphe (cubes ou dodécaèdres(210)). Dans les autres sulfures, elle est le plus généralement disloquée, la blende et la galène cimentant les débris des cristaux brisés. Les fragments de ceux-ci peuvent être anguleux, mais sont le plus généralement arrondis, amiboïdes. Rarement, on observe, à l'intérieur de petits cubes d'environ 10-15 des zones concentriques corrodées, en pelure d'oignon. Ceci est peut-être à rapprocher de l'existence d'un sulfure de fer en plages globuleuses, très probablement synsédimentaire, dans la minéralisation des Blendeux, encore que dans le cas du Contact il s'agisse bien toujours de pyrite s. str., et non de melnikovite comme c'est souvent le cas dans les Blendeux. Toutefois, la forme cubique entourant la structure ronde implique forcément dans une telle hypothèse, un nourrissage du grain de pyrite (ou melnikovite) originel, pouvant très bien aller de pair avec une pseudomorphose de la melnikovite éventuelle en pyrite, avec conservation de la structure primitive.

Quantitativement, la pyrite reste un élément très accessoire de la paragenèse, et il semble que son abondance soit indépendante de la profondeur.

La blende

La blende est le premier sulfure dont la mise en place ait quelque importance. Toujours présente, elle est parfois très peu abondante, et visible seulement au microscope. Son abondance croît avec la profondeur ainsi qu'il est classique. Elle est souvent en quantité suffisante pour que la récupération en soit possible.

Il s'agit d'une blende brun-rougeâtre, très foncée, très finement cristallisée. Les réflexions internes sont rougeâtres, peu abondantes. Elle s'insinue entre les cristaux de carbonates, dans leurs clivages, cimente des cristaux brisés de calcite ou de dolomite.

Fréquemment, elle est automorphe.

La galène

La cristallisation de la galène est postérieure à celle de la blende. Elle en cimente les fragments de cristaux brisés, ou donne des alignements de très fines inclusions arrondies disposées dans les clivages du sulfure de zinc. Fréquemment, elle renferme des inclusions résiduelles, amiboïdes, de blende.

Localement, elle a subi de très fortes déformations postérieures à sa cristallisation, prenant alors un faciès galène laminée.

Le Cuivre Gris

Est assez abondant dans le minerai du Contact. On le rencontre principalement dans la galène, plus rarement dans la blende et, de façon tout à fait exceptionnelle, isolé dans les carbonates. La taille des cristaux varie de quelques microns à 50 μ au maximum. Le plus souvent, les plages de cuivre gris sont arrondies, réniformes, avec parfois de très courtes apophyses très aiguës, orientées suivant une ou deux directions. Plus rarement, elles sont plus ou moins quadrangulaires, parfois effilochées aux extrémités, toutes parallèles entre elles et parallèle à l'une des directions de clivage de la galène. On observe aussi des formes polygonales, émoussées, un ou plusieurs côté du polygone étant nettement parallèles à une direction de clivage de la galène, matérialisée par les côtés des triangles d'arrachement. Rarement, il prend une allure vermiculaire, se logeant alors soit dans un clivage, soit dans des joints inter-granulaires de la galène. Il existe également des cristaux de formes extrêmement capricieuses, poecilites, contenant une ou plusieurs inclusions rondes de galène (Photo 39).

Dans la blende, il est plus rare, et ses cristaux sont alors notablement plus petits, souvent à angles vifs.

Dans les carbonates, il se loge dans les clivages ou les joints inter-granulaires.

De la disposition des cuivre gris par rapport à la galène, on peut conclure que le cuivre gris, dont l'orientation et la forme des cristaux sont souvent déterminées par les directions cristallographiques du sulfure de plomb, est très probablement postérieur à cette dernière, donc, a fortiori, à la blende et à la pyrite.

La chalcopryrite

Elle est nettement moins abondante que le cuivre gris. Comme celui-ci, elle est principalement localisée dans la galène. Elle se présente toujours sous des formes globuleuses, ou en polyèdres à angles arrondis. Les cristaux de chalcopryrite sont généralement un peu plus gros que ceux de cuivre gris. La chalcopryrite se loge principalement dans les clivages ou les joints inter-granulaires de galène, ou encore dans les contacts blende-galène ou carbonates-galène. Il existe parfois des plages mixtes cuivre gris-chalcopryrite, mais sans que les rapports entre ces deux minéraux permettent d'avancer la moindre hypothèse quant à l'âge relatif de la chalcopryrite et du cuivre gris. Signalons enfin que de très fines inclusions de chalcopryrite dans la galène se groupent parfois en nuages extrêmement denses (50 % en volume de chalcopryrite environ). Les côtés du nuage sont alors parallèles au clivage (100) de la galène. La blende renferme elle aussi des inclusions de chalcopryrite, mais, comme pour le cuivre gris, les cristaux sont beaucoup plus petits que ceux inclus dans la galène, et sensiblement plus anguleux. On ne note aucune disposition des cristaux de chalcopryrite pouvant être rapportée à des phénomènes d'exsolution.

Il est probable que les cristallisations du cuivre gris et de la chalcopryrite sont à peu près synchrones, constituant une phase cuprifère du processus métallogénique du Contact, leur manière d'être étant somme toute très analogue.

La réniérite

C'est le minéral le plus caractéristique de cette paragenèse. On la rencontre à peu près uniquement dans la blende. Lorsque celle-ci est relativement abondante, la présence de réniérite est très constante, et rend compte de la teneur en germanium de 250 gr/t environ des concentrés de blende de ce gisement. Si les cristaux de réniérite dans la blende sont nombreux, leur taille est en revanche très réduite, et n'atteint qu'exceptionnellement 10 μ . Le plus souvent elle ne dépasse pas 3-4 μ . L'une des plus grandes plages que j'ai eu l'occasion de trouver soumise à une analyse qualitative à la microsonde de CASTAING s'est révélée contenir, outre naturellement le germanium, du cuivre, de l'arsenic, du soufre, du fer, du zinc. La présence de ce dernier reste toutefois sujette à caution, étant donné que la minuscule plage analysée était incluse dans la blende. Il se peut par conséquent que la présence de zinc soit, au moins en partie, due à une pollution par la blende. Le cristal analysé polarisant nettement, il ne peut donc pas s'agir de germanite, mais bien de réniérite.

Toutes les plages de ce minéral que j'ai pu observer ayant exactement la même couleur rose violacé et le même pouvoir réflecteur, il est fort probable que la germanite soit absente de ce gisement, et que même les cristaux trop petits pour que leur polarisation soit visible sont constitués de réniérite.

La forme des cristaux de réniérite dans la blende est extrêmement variée, et ceux-ci ne manifestent jamais la moindre tendance à l'automorphisme. Les formes arrondies existent, mais le plus souvent les plages de réniérite sont bacillaires, filiformes, flexueuses, cunéiformes, ou encore isométriques et irrégulières, à angles vifs. Parfois, d'une section de 2-3 μ partent des sortes de pseudopodes, longs eux aussi de 2-3 μ , larges de 1 μ , tous parallèles ou sub-parallèles (Photo 40). De même les formes bacillaires ont tendance à s'orienter parallèlement entre elles. Ceci permet de penser que l'orientation des cristallisations de la réniérite dans la blende est déterminée par une direction cristallographique de cette dernière, probablement le clivage (110). Un groupement de cristaux bacillaires a d'ailleurs montré trois directions privilégiées (Photo 41), ce qui serait parfaitement en accord avec une telle hypothèse, d'où il résulterait que la cristallisation de la réniérite serait sans doute postérieure à celle de la blende. Signalons enfin que, souvent, les cristaux de réniérite se groupent en nuages dans la blende, nuages dont la taille est de 5 à 20 μ . La dimensions des particules constituant ces nuages est telle que leur examen ne peut se faire que sous un très fort grossissement (1000 et plus), de telle sorte qu'il est impossible d'observer leur anisotropie. Peut-être s'agit-il d'un cristal unique, donnant avec la blende une sorte de micropegmatite.

Dans la galène, les inclusions de réniérite sont plus rares. Elles existent néanmoins, et se présentent alors en plages réniformes, sans ramifications, ni pseudopodes. Elles sont également un peu plus grosses (10-15 μ). Les différences morphologiques que l'on constate suivant que la réniérite est incluse dans la blende ou dans la galène sont donc très exactement les mêmes que celles déjà signalées à propos du cuivre gris.

Aucune liaison entre les directions cristallographiques de la galène et l'emplacement ou la forme des cristaux de réniérite n'est visible. Mais comme il s'agit encore d'un minéral cuprifère, il est possible que sa cristallisation soit plus ou moins synchrone de celles de la chalcopryrite et du cuivre gris.

Une seule fois, j'ai rencontré la réniérite en inclusions dans la pyrite. Il s'agit d'une plage arrondie, en tous points comparable à celles que l'on trouve dans la galène.

Les minéraux de gangue

La barytine

Elle est tout à fait exceptionnelle, du moins dans les parties du filon actuellement exploitées. On rencontre toutefois de temps à autre, liées aux crevasses, des géodes d'une barytine blanche, en longues lames très aplaties. N'ayant jamais pu observer ses relations avec les sulfures, il m'est impossible de lui attribuer un âge par rapport à ceux-ci. Toutefois, étant donné la proximité de la grotte Santa Barbara, située pratiquement dans le filon du Contact, au niveau 200, et où se trouve une barytine de cristallisation relativement récente, et compte tenu du fait que la barytine du Contact est liée elle aussi à la présence de cavités je pense que la barytine qu'il m'a été donné d'observer dans la Veine Principale pourrait bien avoir une origine supergène plus ou moins récente. Quant à la barytine du conglomérat barytique de la Veine du Toit, elle soulève d'autres problèmes qui seront développés plus longuement à propos des minéralisations de la région d'Arenas.

La dolomie géodique

Celle-ci ne se rencontrant que dans les zones minéralisées, je la considère comme génétiquement liée à l'existence des minéralisations sulfurées, quelle que puisse être l'origine de celle-ci. Macroscopiquement, on peut parfois observer cette dolomie recoupant les sulfures, qui seraient ainsi un peu plus anciens qu'elle.

2°/ LA MASSE POZZO IV

C'est un amas à très basse teneur (moins de 3 % de teneur plomb + zinc), situé à proximité immédiate de la grande faille de Sant' Antonio. Topographiquement, il se trouve au Sud-Est de la terminaison orientale de la Veine Principale du Contact.

En gros, la Masse Pozzo IV est comprise entre trois failles qui la limitent à l'Est et au Sud et qu'elle ne dépasse que de quelques mètres à l'Ouest. Les failles Est et Ouest sont paral-

lèles, de direction N 40 E et plongeant vers le Sud-Est. La faille Est se termine, dans sa partie Nord, contre la grande faille de Sant' Antonio. La faille Sud est Est-Ouest, plongeant de 70° vers le Nord.

De section vaguement carrée en surface (niveau 255), elle devient nettement allongée Est-Ouest dans les niveaux les plus profonds où elle soit connue (180), sa dimension N-S se réduisant sans que l'allongement Est-Ouest varie sensiblement (Fig. 31).

La minéralisation, principalement zincifère, y est à peu près entièrement sulfurée, même en affleurements. Les seuls oxydés se trouvent le long de la faille Sud, et principalement vers son intersection avec la faille Est, et vers la limite Nord de la masse.

L'ensemble de l'amas présente une structure bréchique (Photo 42). Les éléments de la brèche, très anguleux, sont constitués principalement de calcaire, minéralisé ou non, et à proximité de la faille Est, de blocs de diabase particulièrement abondants. Le ciment de la brèche est constitué exclusivement de calcite blanche, largement cristallisée, en général très pure. On y note parfois quelques petits filets de blende ou galène. Elle contient aussi parfois des inclusions arrondies, de quelques millimètres, atteignant au maximum 2-3 cm, d'une matière verdâtre, déterminée au diffractomètre électronique (1) comme étant du talc. Celui-ci est difficilement déterminable macroscopiquement, car, étant très finement disséminé dans la calcite, sa dureté apparente est très nettement supérieure à celle observée habituellement (en particulier, les échantillons se rayent difficilement, voire pas du tout, à l'ongle). Ce talc, inconnu dans les autres quartiers de la mine, tire sans doute son origine de l'existence des diabases.

Dans la partie Sud de la faille Ouest, on trouve ce que les mineurs ont baptisé " blende en plaquettes ". Il s'agit d'un minerai très pauvre, qui, de toute façon, étant donné son très faible tonnage, ne pourrait guère avoir qu'un intérêt de curiosité. Ce minerai est constitué d'un empilement de plaquettes calcaires, en gros perpendiculaires aux lèvres de la faille, les bords des plaquettes étant redressés le long des parois de la faille et tangents à celles-ci. Leur partie centrale est nettement plus épaisse que leurs bords, et comporte parfois

(1) Détermination F. BOUDIER, Clermont-Ferrand, 1962

des fissures radiales. Des lits fins de blende y alternent avec des lits de calcite. L'ensemble de cette formation de " blende en plaquettes " n'est donc pas sans rappeler, de par son aspect, les concrétions revêtant les parois des grottes. C'est donc une origine karstique que je lui attribuerai.

La brèche constituant la presque totalité de la masse a pu être également interprétée comme étant d'origine karstique (1). Je ne me rallierai pas à cette hypothèse, étant donné le caractère nettement anguleux des éléments de la brèche, qui ne montrent aucune trace de dissolution. Cette brèche me semble beaucoup plus probablement être une brèche tectonique, due au jeu des failles encadrant cet amas.

La minéralisation utile, constituée principalement de blende, se trouve donc dans les éléments de la brèche. Je ne la décrirai pas plus longuement ici, tous ses caractères étant rigoureusement identiques à ceux décrits à propos du Contact, tant du point de vue minéralogique que du point de vue des structures. Signalons simplement que la réniérite (Photo 43) semble un peu moins abondante, et que je n'y ai jamais rencontré de barytine. D'autre part, il convient d'ajouter, par rapport à la description des minerais du Contact, l'existence de pyrite à faciès framboïdal (" vererzte Bacterien " de P. RAMDOHR) (Photo 44). Le minerai renferme enfin, de façon tout à fait exceptionnelle il est vrai, un peu d'argentite, en inclusions de forme très irrégulière dans la galène. La taille de ces inclusions est de quelques microns. L'existence de ce minéral est très probablement due au fait que cet amas étant très superficiel il s'y sont produit des phénomènes de cémentation. Malgré leur faible taille, les cuivres gris de cette masse ont pu être soumis à analyse, grâce à la microsonde de CASTAING. Ils renferment :

- Cuivre gris, masse Pozzo IV - Scavo Heneage, niveau 255 (2)
S = 29 % - As = 20,4 % - Fe = 3,2 % - Cu = 4,3 % - Zn = 5,1 %
Total : 100,7 %
Formule calculée : $S_{13} As_4 Cu_{10} Fe Zn$.

(1) A. BERNARD - Communication orale.

(2) Analyste : C. BAHEZRE, B.R.G.M., 1964 - Etude MO799/MPMG.

- Cuivre gris, masse Pozzo IV, niveau 225 (1)

Présence de : S, Sb, Fe, Cu, Zn, Pb.

L'analyse quantitative de cet échantillon n'a pu être effectuée, les plages de cuivre gris ayant des dimensions insuffisantes.

Coexistent donc, dans cet amas, la tétraédrite (variété plombifère ?) et la tennantite. Ces deux variétés ne se distinguent pas optiquement, leur manière d'être dans le minerai étant absolument analogue. Il est donc probable que leur cristallisation se soit produite simultanément, dans des conditions chimiques et thermodynamiques interdisant la cristallisation d'un minéral intermédiaire arsénio-antimonieux, les compositions chimiques étant au moins qualitativement identiques, en dehors de la présence d'arsenic ou d'antimoine (la présence de plomb dans l'échantillon du niveau 225 est en effet un peu douteuse, la petite taille de la plage étudiée ayant pu entraîner une contamination par la galène).

3°/ LES MASSES IDINA, POZZO I, POZZO III, TAYLOR, X, NORMANN

Ces amas présentent une grande unité, tant du point de vue minéralogique que du point de vue structural. Aussi les étudierai-je ensemble. Ils constituent l'ensemble du quartier des Blendeux. Seules sont actuellement en exploitation les masses Idina et Pozzo III, les autres étant soit épuisées soit à trop basse teneur (cas de Pozzo I) pour justifier une exploitation.

Ce sont tous de gros amas, à contours mal définis, la minéralisation s'étendant à l'extérieur de la masse telle qu'elle est définie par le mineur, avec toutefois des teneurs trop basses pour être intéressantes.

Les masses minéralisées économiquement valables se groupent en deux bandes concourantes vers le Nord. L'une, sensiblement Nord-Sud, va de la Masse Pozzo III au Nord à la masse X au Sud, soit une extension horizontale de 600 mètres environ. L'autre s'étend de la Masse Pozzo III au Nord-Est à la masse Normann au Sud-Ouest, soit sur 800 mètres environ.

(1) Analyste : C. BAHEZRE, B.R.G.M., 1964 - Etude MO799/MPMG

La direction des masses exploitables n'est pas quelconque. Trois possibilités seulement semblent se réaliser. La plus grande dimension horizontale des amas peut être Est-Ouest (masse Pozzo III, masse X - pro parte -), N 40 E (Idina, Taylor) ou Nord-Sud (masse X, masse Taylor - pro parte -).

A l'exception de la masse Pozzo III, sensiblement verticale, tous ces amas ont un plongement de 50-60° vers l'Est, et un pitch faible, mais net vers le Nord-Est. Le pendage d'une masse donnée reste régulier sur toute sa hauteur. La seule exception notable est celle de la masse Idina, qui se redresse entre les niveaux -80 et -150, et semble prendre le même pendage que la faille de Sant' Antonio qu'elle rencontre au -150.

Toutes ces masses sont aveugles. Leurs parties hautes sont oxydées, le passage de la zone oxydée à la zone sulfurée se faisant brutalement, en quelques mètres. Toutefois, le long des fissures, il arrive que les oxydés descendent très bas dans la masse sulfurée (on en trouve parfois de petites quantités à Pozzo III, jusqu'au niveau -30).

La roche encaissante est toujours, en ce qui concerne les sulfures, le Calcaire Métallifère. Comme il a été dit lors de la description de cette roche, ce calcaire présente une coloration variable, allant du blanc pur au gris foncé. Lorsqu'il est minéralisé, il est toujours gris clair. Ceci semble d'ailleurs dépasser le cadre strict de la mine de San Giovanni, et constituer un caractère assez constant des gisements plombo-zincifères de l'Iglesiente encaissés dans le calcaire. Si donc, la masse minéralisée est de nature calcaire, il est par contre fréquent que son toit soit dolomitique (dolomie jaune). Ceci n'est toutefois pas un caractère immuable, la masse Pozzo III étant isolée entièrement dans le calcaire (Fig. 34 et 35).

La minéralisation, dont les caractères pétrographiques seront décrits plus longuement ci-dessous, est généralement assez régulière, en imprégnation diffuse dans la roche encaissante. La blende est nettement l'élément dominant. La pyrite, rare au Contact, est ici relativement abondante. Il existe une zonalité verticale nette, la galène diminuant en profondeur, tandis que la teneur en blende reste sensiblement constante, s'abaissant seulement dans les zones tout à fait inférieures des amas. La teneur en pyrite augmente avec la profondeur. Ainsi, à la masse Idina, la teneur moyenne au niveau +55 est de 4 % en plomb et 6 % en zinc pour le tout-venant. A -30, les teneurs en plomb et zinc sont respective-

ment de 0,6 % et 5 %, et au -80 0,2 % et 5,5 %. Cette zonalité est donc tout à fait normale, analogue à celle du Contact.

Blende et pyrite sont réparties de façon très régulière dans la roche, en petites cristallisations très fines. Seule la galène, surtout en profondeur, a tendance à former des filonnets de faible puissance (1-2 cm au plus), mais de grande extension verticale et horizontale.

L'ensemble d'une masse donnée est donc relativement homogène. La plus monotone à ce point de vue est sans conteste la masse Pozzo III. Toutefois les échantillonnages qui y ont été fait ont montré qu'il existait dans cette masse de direction Est-Ouest des colonnes plus riches, dirigées N 40 E, et que ces colonnes dépassaient, vers le Nord, les limites normales de la masse, en donnant de courtes apophyses s'enfonçant dans le stérile.

Je signalerai enfin la présence, exceptionnelle dans ce type d'amas, de minerai bréchique dans la partie orientée Nord-Sud de la masse X. Il s'agit d'une brèche calcaire à éléments très petits (de quelques millimètres à 1-2 cm), anguleux, et dont le ciment est blendeux.

La monotonie de ces amas est parfois rompue par des passées dolomitiques. Il convient alors de distinguer deux cas :

- Dolomie jaune : Un certain nombre de lentilles de dolomie jaune sont connues notamment dans la masse Pozzo III (niveau +6) (Fig. 34). Ces passées dolomitiques stériles semblent être orientées à peu près systématiquement soit Nord-Sud, soit N 40 E. Les veines des deux directions peuvent s'anastomoser, et une veine donnée peut passer d'une direction à l'autre, le changement d'orientation étant toujours brutal. Les veines N 40 E sont généralement bordées par une faible zone très silicifiée (1 à 2 cm d'épaisseur).

- Dolomie géodique : Elle n'est pas toujours présente, et semble en particulier absente de la masse Pozzo III. Par contre elle est abondante à Idina (-80, -150), où elle forme des amas de formes compliquées. L'orientation des géodes est souvent quelconque, mais il n'est pas rare de trouver de grandes géodes plates de direction N 30-40 E, avec pendage d'une soixantaine de degrés vers le Sud-Est. Cette dolomie se trouve uniquement à proximité immédiate des sulfures, bien qu'elle soit toujours stérile.

La direction N 40 E se retrouve encore comme étant celle de la plupart des filons de calcite recoupant les amas. D'une puissance généralement inférieure au mètre et remarquablement constante, ils ont des épontes nettes et sont remplis d'une calcite blanche, pure, en gros cristaux de plusieurs centimètres d'arêtes. La galène emprunte souvent les mêmes filons que la calcite et se localise alors à l'une des épontes. Ces filons ont eux aussi un pendage de 60° environ vers le Sud-Est.

La minéralisation

La paragenèse de ces amas est très simple, et ne présente à peu près aucune variation d'un point à un autre :

Le sulfure de fer

C'est le premier sulfure à avoir cristallisé. Il affecte des formes très variées, pouvant se classer en deux catégories :

La pyrite ancienne : Elle présente presque toujours le faciès framboïdal, et parfois il s'agit non de pyrite, mais de melnikovite. Le sulfure de fer présentant ce faciès forme de petites sphères très régulières, dont le diamètre est d'une centaine de microns. Il est remarquable que tous ces éléments soient parfaitement calibrés, leur taille étant pratiquement constante d'une sphère à l'autre. Observées sous un très fort grossissement, elles se révèlent constituées d'éléments sphériques eux aussi, de 2-3 μ de diamètre, vraisemblablement répartis en couches concentriques, les globules élémentaires de l'assise la plus périphérique dessinant une sorte de feston sur le bord des sphères. Un tel aspect n'est pas sans rappeler de très près celui présenté par certains organismes (Algues bleues, etc...). Les framboïdes sont rarement isolés, et, le plus souvent, on rencontre quelques dizaines de framboïdes sur un très petit espace (quelques millimètres).

Parfois, les éléments constitutifs du framboïde ne sont plus sphériques, mais fortement automorphes, en cubes. Ils sont alors plus gros que dans le cas précédent (4-5 μ) et l'apparition de ces formes nettement cubiques va de pair avec une désagrégation du framboïde, qui est alors étiré, aplati, brisé par d'autres sulfures qui en cimentent les fragments (Photo 45).

La pyrite récente : Elle n'est récente que par rapport à la précédente, car il s'agit tout de même d'un minéral ayant cristallisé avant les autres minéraux constitutifs de la paragenèse. Cette pyrite est toujours fortement automorphe, et se présente en cristaux le plus souvent cubiques, à faces fortement striées, dont la taille peut atteindre jusqu'à 2 mm. Souvent, on peut y observer en sections polies des zones d'accroissement, visibles soit directement, soit après attaque par H_2SO_4 et $KMnO_4$. Ces zones d'accroissement peuvent être toutes parallèles entre elles (photo 46), mais parfois on peut observer un fantôme de cristal cubique ainsi mis en évidence à l'intérieur d'un cristal extérieurement dodécaédrique. J'ai pu également observer une fois un cristal cubique de 150 microns environ dont le coeur, très carrié, était constitué d'une zone circulaire ayant la taille qu'ont habituellement les framboïdes décrits ci-dessus et contenant encore quelques globules pyriteux identiques à ceux constituant les framboïdes typiques (photo 47).

Ceci montre que la cristallisation de la pyrite dans les amas Blendeux est un phénomène relativement complexe, et qu'un certain accroissement de la taille des cristaux a pu avoir lieu par nourrissage de cristallisations préexistantes.

La réalité de tels phénomènes ne paraissant pas faire de doute, il est permis de se demander si une partie importante, voire la totalité de la pyrite " récente " ne proviendrait pas simplement d'une recristallisation de la pyrite ou melnikovite originelle des framboïdes. Reste alors le problème de l'interprétation de la pyrite (ou melnikovite) framboïdale. Ce type de pyrite a été ces dernières années l'objet de nombreuses publications (1). Deux hypothèses ont été retenues quant à leur genèse :

- Il s'agit de microorganismes épigénisés en pyrite (L.G. LOVE, J.C. DUCHESNE).

-
- 1) 1923 - SCHNEIDERHOHN H., N. Jahr. f. Miner., 47, pp 1-38.
1946 - C. SCHOUTEN, Economie Geology, pp 517-538.
1957 - L.G. LOVE, Quart. jour. Geol. Soc. London.
1960 - R. RAMDOHR, Die Erzminerale und ihre Verwachsungen, pp 139-140.
1961 - L.G. LOVE, D.O. ZIMMERMAN, Economic geology, 5, pp 883-896.
1963 - L.C. DUCHESNE, Ann. Soc. Géol. Belgique, 2, pp 123-130.
1964 - J.J. CHAUVEL, C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., pp 200-201.

(Cette bibliographie sommaire est évidemment loin d'être exhaustive et est limitée aux principales publications ayant trait au sujet).

- Il s'agit de concrétions (C. SCHOUTEN).

Dans ce dernier cas, l'action de bactéries sulfo-réductrices est tout de même envisagée. Et dans tous les cas, les auteurs ayant abordé le problème semble attribuer une origine synsédimentaire à une telle pyrite. Dans certains cas, on a pu mettre en évidence, par destruction de la pyrite par HNO_3 , de la matière organique contenue dans de tels framboïdes. Ceci a conduit tout naturellement à proposer un nom de genre, et même d'espèce (!!) pour l'organisme hypothétique qui serait responsable de ces formes pyriteuses. Ainsi est apparu dans la littérature *Pyritosphaera barbaria* LOVE. *P. barbaria* correspond aux formes décrites par les auteurs allemands (H. SCHNEIDERHOHN, P. RAMDOHR) sous les noms de "Kieskügelchen" ou "vererzte Bacterien", les auteurs de langues française les nommant "franboïdes", terme ayant l'avantage, comme d'ailleurs Kieskügelchen, d'être purement descriptif et de ne préjuger en rien de leur genèse.

Tous les framboïdes décrits jusqu'à présent ont la particularité d'être sphérique, de taille relativement constante, et sont constituées de granules élémentaires sphériques, rigoureusement égaux. Des framboïdes de même tailles peuvent d'autre part se grouper en "colonies", (J.C. DUCHESNE, 1963). Les phénomènes de recristallisation affectant les framboïdes semblent fréquents (L.G. LOVE, D.O. ZIMMERMAN, 1961).

Les framboïdes étudiés ici répondent donc parfaitement à cette définition. Ils ne se singularisent que par leur taille exceptionnelle, ceux cités dans la littérature étant plus petits (20-30 μ en moyenne, avec un maximum de 70 μ), et composé d'un plus petit nombre de granules.

Ceci étant, quels arguments peut-on fournir en faveur de l'une ou l'autre théorie génétique concernant les framboïdes des Blendoux ? Bien peu de chose à vrai dire.

Le fait de trouver des éléments cubiques groupés en framboïdes ne peut pas suffire à exclure d'emblée une origine organique, les phénomènes de recristallisation de la pyrite des Blendoux me paraissant suffisamment certains pour pouvoir expliquer la présence de tels cristaux cubiques (la taille des cubes est d'ailleurs systématiquement supérieure à celle des globules sphériques).

Le calibrage parfait tant des globules que des framboïdes me paraît assez facile à expliquer dans le cas où il s'agirait bien d'organismes. Il est en effet courant que les cellules d'organismes inférieurs (Bactéries, Cyanophycées, Volvocales) soient toutes égales. Et il arrive même que le nombre de cellules groupées en colonie, donc la taille de celle-ci, soit un caractère spécifique (Volvocales). Mais aucune bactérie sulfato-réductrice actuelle ne présente l'aspect des framboïdes, (C. SCHOUTEN, 1946). Le fait que L.G. LOVE ait réussi à extraire des framboïdes des résidus organiques certains prouve toutefois qu'au moins en partie les framboïdes peuvent être d'origine organique, même si l'organisme responsable reste inconnu.

En appliquant la méthode préconisée par L.G. LOVE (1957) je n'ai pas trouvé trace dans les framboïdes qui nous occupent ici, de débris d'organismes.

On peut enfin verser au dossier les résultats obtenus par C. BRUSCA, G. DESSAU et M. L. JENSEN (1965) concernant la composition isotopique du soufre des sulfures de San Giovanni. Celui-ci, avec un δS^{34} de 28 pour la pyrite et la blende (1), et de 17 pour la galène se place nettement dans les soufres d'origine biologique. Donc, sans considérer pour autant que le problème soit résolu, je pencherai en faveur d'une origine biogénétique d'une telle pyrite. De toute façon, il est fort probable que, biogénique ou non, cette pyrite soit synsédimentaire. Tous les auteurs ayant étudiés le problème des sulfures à faciès framboïdal semblent d'ailleurs d'accord sur ce point. Quoi qu'il en soit, "ancienne" ou "récente", synsédimentaire ou non, biogénique ou d'origine purement minérale, la pyrite des Blendeux est fréquemment brisée et recimentée par les autres sulfures, dont la cristallisation a été plus tardive. Notons que la pyrite est alors découpée le plus souvent en baguettes, parallèles ou sub-parallèles, emballées dans la blende ou la galène, ces deux derniers minéraux ayant peut-être utilisé lors de leur mise en place des clivages de la pyrite (ce qui rendrait compte de la disposition des baguettes).

$$(1) \quad \delta S^{34} = \frac{S^{34/32} \text{ échantillon} - S^{34/32} \text{ standard}}{S^{34/32} \text{ standard}} \times 1000$$

Le rapport $S^{34/32}$ standard est celui de la météorite de Canon Diablo par convention, des troilites étant considéré comme représentatif de la composition isotopique des soufres n'ayant pas appartenu à un cycle biologique quelconque. Si $\delta S^{34} \approx 0$, le soufre est considéré comme étranger à ce cycle. Si $\delta S^{34} > 0$, le soufre a une origine biogénétique (ce qui a pu être vérifié expérimentalement).

La blende

C'est de loin le minéral le plus abondant de la paragenèse, et le seul présentant un intérêt économique, au moins dans les niveaux les plus profonds des amas, là où le plomb est rare.

Elle se présente en imprégnation dans le calcaire, sous forme de très fines cristallisations. A Pozzo I et Pozzo III, la granulométrie de la blende est à peu près analogue à celle du calcaire. La blende est par contre un peu plus largement cristallisée dans les autres masses notamment à Idina, sans toutefois que la taille des cristaux dépasse 10-20 .

A Pozzo I et Pozzo III, la couleur de la blende est très constante, jaunâtre clair. A Idina la couleur est plus variable, et va du brun rougeâtre assez foncé au jaune clair, presque incolore. Elle y présente parfois le faciès schalenblende, divers lits très réguliers se distinguant par leur couleur. Cette variation de couleur est discontinue et brutale d'un lit à l'autre. Chaque lit a une épaisseur de l'ordre du millimètre, et la coloration ne subit aucune variation sur toute la longueur du lit. Cette schalenblende se rencontre parfois en écorce autour de cristaux de galène ou de calcite. Rarement, on observe aussi des microgéodes de blende automorphe, de 1-2 millimètres de diamètre, et dont le vide central est rempli de galène. L'existence de telles géodes de blende, concrétionnée ou non, tend à suggérer que le dépôt de la blende s'est effectué dans un milieu assez poreux, dont elle a rempli partiellement ou totalement les vides.

Au contact avec la galène, les faces des plages de blende sont souvent déchiquetées, et on y observe parfois des esquilles de blende dont la forme et les dimensions correspondent très exactement à celles du bord de la plage, et qui sont emballées par la galène, ce qui établit l'antériorité de la cristallisation du sulfure de zinc.

Je signalerai enfin la présence, à Idina, de géodes dont les parois sont recouvertes par de petits cristaux automorphes de 1-2 millimètres de blende rouge, dont la couleur est très différente par conséquent de celle de la blende normale du gisement. Ces géodes sont toujours rares.

La galène

Elle est très rare dans les niveaux profonds où elle n'existe que sous forme de filonnets de faible puissance (dont il a déjà été question ci-dessus). Par contre, dans les niveaux plus superficiels, elle est relativement abondante, et se présente (surtout dans les niveaux oxydés, mais également dans les parties encore sulfurées) en mouches pouvant atteindre une dimension de 1 à 2 centimètres. Il semble qu'il s'agisse de deux temps de cristallisation distincts de la galène, la galène des niveaux supérieurs semblant, de par sa structure, nettement liée à la phase minéralisatrice responsable de la présence de blende, tandis que la galène filonienne recoupe nettement la minéralisation blendeuse. Cette manière de voir semble confirmée par l'existence de micro-inclusions dans les deux galènes, micro inclusions différentes dans les deux cas, et s'excluant mutuellement. La galène à gisement non filonien et qui semble la plus anciennement cristallisée, contient :

- du cuivre gris, abondant, logé dans les clivages de la galène.

Soumis à une analyse à la microsonde de CASTAING, il s'est révélé contenir :

Fe = 3,2 % - Cu = 43 % - Zn = 5,1 % - As = 20,4 % - S = 29,0 %

Formule calculée = $S_{13} As_4 Cu_{10} (Zn, Fe)$ (1)

(Echantillon provenant de la masse Normann I, niveau + 220) (2)

Cette composition est rigoureusement analogue à celle de l'un des échantillons provenant de la masse Pozzo IV.

- de la chalcopryrite, rare.

La galène filonienne, elle, contient :

- de la bismuthinite. Les cristaux de ce minéral, toujours automorphe, sont très petits (10 μ semblent constituer une taille maximum).

- de l'arsenic, en cristaux de taille sensiblement équivalente à celle des

(1) Analyste : C. BAHEZRE, B.R.G.M., 1964 (Etude MO7 99/MPMG).

(2) Ce niveau est déjà situé dans la zone d'oxydation.

La galène

Elle est très rare dans les niveaux profonds où elle n'existe que sous forme de filonets de faible puissance (dont il a déjà été question ci-dessus). Par contre, dans les niveaux plus superficiels, elle est relativement abondante, et se présente (surtout dans les niveaux oxydés, mais également dans les parties encore sulfurées) en mouches pouvant atteindre une dimension de 1 à 2 centimètres. Il semble qu'il s'agisse de deux temps de cristallisation distincts de la galène, la galène des niveaux supérieurs semblant, de par sa structure, nettement liée à la phase minéralisatrice responsable de la présence de blende, tandis que la galène filonienne recoupe nettement la minéralisation blendeuse. Cette manière de voir semble être confirmée par l'existence de micro-inclusions dans les deux galènes, micro inclusions différentes dans les deux cas, et s'excluant mutuellement. La galène à gisement non filonien et qui semble la plus anciennement cristallisée, contient :

- du cuivre gris, abondant, logé dans les clivages de la galène. Sournis à une analyse à la microsonde de CASTAING, il s'est révélé contenir :

Fe = 3,2 % - Cu = 43 % - Zn = 5,1 % - As = 20,4 % - S = 29,0 %

Formule calculée = $S_{13}As_4Cu_{10}(Zn, Fe)$ (1)

(Echantillon provenant de la masse Normann I, niveau + 220) (2)

Cette composition est rigoureusement analogue à celle de l'un des échantillons provenant de la masse Pozzo IV.

- de la chalcopyrite, rare.

La galène filonienne, elle, contient :

- de la bismuthinite. Les cristaux de ce minéral, toujours automorphe, sont très petits (10μ semblent constituer une taille maximum).

- de l'arsenic, en cristaux de taille sensiblement équivalente à celle des

(1) Analyste : C. BAHEZRE, B.R.G.M., 1964 (Etude MO7 99/MPMG).
(2) Ce niveau est déjà situé dans la zone d'oxydation.

Le quartz

Il est très fréquent de rencontrer dans le minerai des cristaux de quartz analogues à ceux que l'on rencontre habituellement dans toutes les roches carbonatées du groupe du Calcaire Métallifère.

Mais il arrive aussi qu'on y puisse observer des cristaux de quartz automorphes, à cheval à la fois sur la blende et sur le calcaire encaissant, et plus ou moins perpendiculaires au contact (photo 48). Dans ce cas, on note à peu près toujours que la partie du cristal de quartz incluse dans le calcaire est fortement automorphe, terminée en pyramide, alors que dans la blende le cristal est xénomorphe, et présente un net épaissement, encore qu'il soit allongé préférentiellement suivant l'axe du cristal défini à partir du tronçon inclus dans le calcaire. Le passage de l'une à l'autre de ces formes est toujours brutal, et s'effectue très exactement sur le contact calcaire-sulfure. Ceci permet de conclure à la postériorité du quartz par rapport aux deux autres éléments de la roche, ses formes étant déterminées par leur nature et leur contact. On peut alors penser que ce quartz représente un épisode de silicification plus ou moins postérieur au dépôt des sulfures, et peut-être lié génétiquement au processus minéralisateur.

La calcite

La calcite blanche, très pure, que l'on rencontre en filons dans le minerai ou en remplissage de cavités dans la blende concrétionnée, représente sans doute une gangue tardive du gisement, compte-tenu de son association étroite avec la galène.

La dolomie géodique

Celle des Blendeux étant en tous points comparable à celle du Contact, je n'y reviendrai donc pas.

Les oxydés

Tous les amas décrits ci-dessus sont oxydés dans leur partie superficielle. Le niveau atteint par l'oxydation, un peu variable d'une masse à l'autre, se situe en général autour du niveau 50. Mais occasionnellement on peut rencontrer des minerais oxydés à très grande profondeur (au moins jusqu'au -30). Sans doute ce phénomène est-il dû à des circulations d'eau le long des fissures (ceci est d'ailleurs nettement démontré à la mine voisine de

Monteponi, où l'oxydation atteint localement le niveau -100). Le passage de la minéralisation oxydée au minerai sulfuré est très rapide, et s'effectue en une dizaine de mètres environ.

Les amas oxydés, outre situés dans les parties hautes des amas sulfurés et en continuité avec ceux-ci, se présentent aussi sous forme de veines calaminaires, sans relation directe avec des sulfures (Veines Est-Ouest, par exemple).

De toute façon, la morphologie de ces gisements est la même dans tous les cas. Ils se présentent en effet tous sous forme de veines calaminaires, séparées par des septa calcaires ou dolomitiques, le rapport calamine/roche encaissante étant évidemment sujet à de grandes variations.

A l'inverse des sulfures, les oxydés se rencontrent indifféremment dans la dolomie ou le calcaire. Il semble que la seule condition à laquelle doive satisfaire la roche encaissante soit la fracturation, les veines calaminaires étant nettement disposées selon les réseaux de diaclases (Photo 49). Dans les zones pauvres, où la structure est plus apparente, il est fréquent de voir deux systèmes de veines calaminaires, situées sur deux directions de diaclases (phénomène particulièrement bien visible au niveau 150, à l'aplomb de la masse Pozzo III).

Les principales directions utilisées par les veines calaminaires sont naturellement les directions Est-Ouest et N 40 E. La direction Nord-Sud est également représentée, mais semble moins fréquente. Toutefois, lorsqu'elle existe, elle correspond à des veines relativement puissantes et continues (masse Nord-Est). En somme, les directions privilégiées des oxydés sont très exactement les mêmes que celles des Blendeux, mais elles sont ici plus apparentes du fait de la plus grande hétérogénéité du minerai tout-venant. Naturellement les choses ne sont pas toujours aussi évidente, et beaucoup de veines ou apophyses de veines n'ont pas toujours une structure si claire.

A leur extrémité, avant de se fermer, les veines s'effilochent en veinules de moins en moins puissantes, qui gardent la direction des veines principales.

Une autre direction remarquable des Oxydés est la direction N 60 W, avec plongement très rapide vers le Nord-Est. Cette direction, que nous voyons apparaître ici pour la première fois, n'est pas, en général, minéralisée, mais soulignée par de nombreuses cavités de dissolution d'origine karstique.

Une mention spéciale doit maintenant être faite de la masse Ricardo, située au Sud-Ouest de la zone des Blendeux, un peu en dehors de celle-ci. Cet amas puissant (200 mètres sur 80 de dimensions horizontales), se termine brutalement, sous le niveau 180, par une sorte de plancher sub-horizontale, et toutes les recherches effectuées à ce jour en vue d'en trouver des racines, oxydées ou non, sont restées vaines. Cet amas comporte trois colonnes minéralisées riches, d'orientation NW-SE.

Il est donc probable, vu l'aspect d'ensemble de la masse et la direction des colonnes minéralisées, que la calamine de Ricardo ne se soit pas formée in situ aux dépens d'un amas blendeux préexistant, mais résulte d'un transport de calamine préexistante qui se serait redéposée dans une cavité d'origine karstique à peu près certaine. De telles cavités sont par ailleurs connues autour de la masse Ricardo. L'une d'elle, au niveau 225, d'orientation NW-SE montre d'ailleurs une forte activité de dépôt ayant succédé à l'activité de dissolution

Il est par ailleurs à peu près certain que toutes les calamines de San Giovanni aient subi de tels phénomènes de déplacement. Il faut bien en effet tenir compte du fait que les calamines constituant le " chapeau " des amas sulfurés, bien qu'obéissant aux mêmes contrôles, en ce qui concernent leurs directions respectives, montrent une accentuation très nette de ce contrôle impliquant une concentration le long des directions de fractures favorables. Une telle mobilité des oxydés de zinc est d'ailleurs une chose fort classique : " zinc is, in fact, the most mobile of the common metals in ore deposits " (W. LINDGREN, Mineral Deposits) " Le zinc (oxydé)..... est très aisément lessivé " (P. ROUTHIER, les gisements métallifères).

Dans les Oxydés, la blende a à peu près totalement disparu. Le minerai est constitué principalement de smithsonite. L'hémimorphite est beaucoup plus rare. Quant à l'hydrozincite elle est exceptionnelle et on ne la rencontre qu'en enduits très fins tapissant les cavités du minerai.

L'ensemble est toujours très poreux et comporte une forte proportion de limonite provenant de l'oxydation de la pyrite, dont il ne reste rien.

La galène subsiste en partie, en nodules caverneux fortement cariés, et altérés en cerusite. On la rencontre aussi en filonnets, mais de façon moins fréquente.

4°/ LA MASSE NORD-EST

Ce petit amas (60 mètres de long sur environ 15 de large) est connu du niveau 150 jusqu'au -80. Il est situé à proximité immédiate du puits Nord-Est. Allongé en direction N 30 E, il est penté vers le Sud-Est, sans pitch apparent. Au -80, l'amas devenu extrêmement étroit, est Nord-Sud.

Il est limité au toit par une faille de direction N 40 E, bien visible au niveau +6, ayant le même pendage que l'amas, et dans laquelle s'est développée une importante salbande argileuse. Dans les parties sulfurées, la minéralisation y présente la particularité d'être finement litée. Les lits de sulfures, épais de quelques millimètres, sont orientés à peu près Nord-Sud, avec un pendage sub-vertical. La masse est recoupée de filonnets de calcite blanche, de direction N 40 E.

La minéralisation est constituée principalement de blende rougeâtre. Celle-ci disloque les cristaux de calcite du calcaire qui l'encaisse, s'insinue dans leurs clivages, forme des franges d'inclusions de quelques dizaines de microns d'épaisseur dans le carbonate, au voisinage du contact blende-calcite.

Comme dans les amas de type Idina, la galène semble, de par ses relations cristallographiques avec la blende, être postérieure à celle-ci. La pyrite, très abondante, est très vraisemblablement antérieure à la blende et à la galène. Observée en sections polies, elle forme souvent des plages assez étendues, à contours mamelonnés, provenant peut-être de la coalescence de framboïdes, le diamètre des mamelons étant compatible avec une telle hypothèse.

On y note également un peu de chalcoppyrite, en inclusions dans la blende, et de cuivre gris en très petits granules arrondis.

Le quartz est présent, et ses formes sont celles décrites à propos des amas blendeux de type Idina.

5°/ LE FILON SANT' ANTONIO

Le " Filon Sant'Antonio ", situé près de la galerie Idina et sensiblement parallèle à celle-ci, est en réalité un petit amas sulfuré, broyé et étiré le long d'une faille de direction Nord 15 Est, subverticale, appartenant au faisceau de failles de Sant' Antonio. La minéralisation est peu abondante, principalement pyriteuse. Outre la blende (assez foncée) et la galène, elle contient en outre de la chalcoppyrite en inclusions de 15 à 20 μ dans la blende et un peu de cuivre gris. Le tout est très fortement laminé.

6°/ LA COLONNE 8

C'est une petite minéralisation plombifère, située à peu près dans le prolongement du Contact vers l'Est, à environ 200 mètres de celui-ci, dans la zone de failles de Sant'Antonio.

Les travaux qui y ont été faits étant maintenant presque tous inaccessibles, je ne la connais que par ses affleurements et par le niveau 150.

Cette minéralisation est encaissée dans la dolomie jaune, ici très fracturée. Cette dolomie contient de nombreuses passées de dolomie géodique, et des géodes de barytine en tablettes. La galène se présente dans la masse même de la dolomie, en mouches de taille centimétrique. Microscopiquement, on y distingue, outre la galène fortement oxydée en cérusite :

- de la blende (très peu) en petites plages amiboïdes incluses dans la galène
- du cuivre gris, lui aussi inclus dans la galène, en cristaux globuleux pouvant atteindre une cinquantaine de microns. Sa composition chimique est la suivante :

(1) S = 26,8 % - Sb = 23,8 % - Cu = 37,4 % - Zn = 6,8 % - Pb = 5,3 %

Formule calculée : $S_{13} Sb_4 Cu_{10} Zn_2$, soit la formule d'une tétraédrite zincifère.

7°/ LES RICHES EN ARGENT

Je grouperai sous cette rubrique tous les amas de galène à haute teneur en argent (1 kg et plus d'argent par tonne de concentré marchand).

Ces amas sont presque tous situés en dehors de la zone intéressée par les minéralisations des Blendeux et du Contact. Ils sont groupés dans une zone bien localisée, au Sud-Ouest de la mine. Un seul est situé plus au Nord, au mur de la masse Idina. C'est un filon N 40 E, le filon Burra.

Tous ces amas sont relativement superficiels, ou, du moins, semblent l'être dans l'état actuel des travaux miniers. La masse la plus profonde actuellement en exploitation est la masse Peloggio, connue jusqu'au 150. Trois petits amas voisins de Peloggio (masses Castellana, Gottardo et Paysan) ont été exploités jusqu'environ le niveau 70. Ces travaux sont malheureusement inaccessibles aujourd'hui et je n'ai pu recueillir à leur sujet que des renseignements fragmentaires et extrêmement imprécis. Ils sont toutefois considérés comme appartenant au groupe Riches en Argent.

La minéralisation utile est constituée exclusivement de galène argentifère. Elle ne se présente jamais, comme dans les cas précédents, en imprégnations dans les roches carbonatées, mais sous forme de filons ou de colonnes bien individualisés, et où se rencontrent des minéraux de gangues abondants (quartz et barytine). A l'intérieur de ces colonnes ou filons, la minéralisation prend des formes extrêmement variées.

Le plus souvent, le minerai est bréchique (Photo 50). La brèche minéralisée a toujours une composition fort hétérogène. Les éléments, de taille fort variable, sont constitués indifféremment de dolomie ou calcaire plus ou moins silicifié, de fragments de filonnets ou de cocardes minéralisées (Photo 51), également de morceaux de calcaire concrétionné, lité,

dont l'aspect ne laisse aucun doute quant à leur origine karstique (Photo 52). Le ciment est lui aussi fort variable. Il peut être constitué de calcite, quartz, barytine. Il est parfois minéralisé, la minéralisation du ciment ne présentant pas de différences appréciables par rapport à celle des éléments de la brèche.

Outre ce faciès bréchique, la minéralisation présente parfois un aspect nettement filonien, ou en cocardes. Le remplissage de tels filons ou cocardes est parfois complexe, des filets de galène alternant avec des filets de quartz, de calcite, de barytine, chaque minéral pouvant former plusieurs veines plus ou moins parallèles ou plusieurs zones dans un seul filon ou cocarde. Filons et cocardes sont parfois repris dans les éléments de la brèche. Souvent les filonnets minéralisés constituant une colonne exploitable sont sub-horizontaux, groupés en " pile d'assiettes " à l'intérieur de la colonne sub-verticale.

Tout ceci montre que l'histoire de ce type de minéralisation est très compliqué, et que le même processus minéralisateur s'est poursuivi pendant un temps suffisamment long pour permettre une intense bréchification.

Il est difficile de définir, comme il a été fait ci-dessus pour les amas de type Idina, des directions privilégiées dans ce type de gisement.

Le filon Burra, de direction N 40 E, situé le long d'une faille, est penté vers le Sud-Est comme toutes les structures de la mine ayant cette direction.

Les colonnes du Sud-Ouest, sub-verticales, ne manifestent aucun allongement selon certaines directions définies. Tout au plus peut-on noter l'importance qu'y prennent des fractures verticales, de direction N 30 à N 70 W. L'une de ces cassures, dite " faille de Crocera ", est jalonnée sur près de 100 mètres par de petites colonnes de galène. Les masses 11 et 14 sont allongées suivant une direction N 30-40 W sur une longueur de 70 mètres environ (Fig. 36).

Il semble que la direction N 40 E, outre celle du filon Burra, soit aussi celle de la plus grande dimension horizontale de la colonne 12.

Un certain nombre d'autres directions de failles apparaissent dans les galeries et notamment les directions E-W et N-S, mais ces accidents sont plus discrets, et leurs rapports avec les minéralisations peu nets. En tous cas, il ne semble pas que ces deux directions soient postérieures à la minéralisation et la recourent.

Sauf pour le filon Burra, dont le toit est dolomitique et le mur calcaire, la lithologie ne paraît pas fournir de contrôles de la minéralisation. Tout au plus peut-on noter parfois, au voisinage des masses minéralisées, une silicification de la roche carbonatée encaissante.

La minéralisation :

La pyrite

Elle est très rare, et se présente en petites cristallisations xénomorphes, arrondies ou amiboïdes, de quelques microns. Elle est généralement incluse dans la galène ou le quartz. Je pense qu'il s'agit d'inclusions corrodées, résiduelles, sans toutefois que des relations cristallographiques avec les contacts ou les clivages des autres minéraux, notamment la galène, apparaissent de façon assez nette pour permettre de l'affirmer avec certitude, comme dans le cas du Contact ou des Blendoux.

La blende

Elle aussi est abondante, et jamais récupérable. Les cristaux en sont petits (30-50 μ en moyenne), parfois automorphes. Mais très généralement elle se présente en plages amiboïdes dans la galène. Ses réflexions internes sont jaunes-rougeâtres. Elle est très probablement, elle aussi, antérieure à la cristallisation de la galène, comme dans le cas des autres amas décrits ci-dessus.

La galène

Elle constitue à elle seule la minéralisation exploitable de ce gisement. Le plus souvent, les cristallisations en sont très fines (50 μ environ), mais elles peuvent atteindre plusieurs millimètres. La taille du grain est toujours sensiblement constante à l'échelle de l'échantillon, mais peut, par contre, varier d'une couche de galène à l'autre dans le cas d'une structure en cocarde ou d'un filet à l'autre dans celui d'une minéralisation d'allure filonienne. Les galènes à grain plus grossier sont réputées moins riches en argent.

De toute façon, quel que soit son aspect macroscopique, la galène des Riches en Argent, observée au microscope, se distingue immédiatement de celle des autres parties de la mine de San Giovanni par le fait qu'elle contient d'innombrables inclusions de minéraux cuprifères et argentifères dont la taille s'échelonne de 30 μ au maximum jusqu'à la limite du pouvoir séparateur du microscope.

Les inclusions de la galène

Le cuivre gris

Les minéraux du groupe du cuivre gris constituent la majeure partie des inclusions de la galène. Ces minéraux se présentent soit en plages globuleuses, peu nombreuses, de 20 à 30 μ de diamètre, soit, plus fréquemment, en plages vermiculaires. Ces dernières sont particulièrement abondantes et caractéristiques, et présentes de façon systématique dans tous les échantillons. Leur taille n'atteint que rarement 10 μ de long pour une largeur de 2-3 μ . Leur disposition dans la galène semble souvent anarchique, mais il arrive souvent aussi de les rencontrer disposées parallèlement aux traces des clivages de la galène (soit selon une seule direction, soit selon plusieurs) (photo 53). Parfois, les vermicules de cuivre gris s'anastomosent entre eux. Le fait qu'ils soient parfois liés aux directions cristallographiques de la galène semble indiquer qu'au moins le faciès vermiculaire des cuivre gris soit postérieur à la cristallisation de la galène, et il est fort probable qu'il en va de même pour les formes globuleuses. Deux échantillons en ont été soumis à l'analyse à la microsonde de CASTAING. (1)

- Cuivre gris. Filon Burra, niveau +300

S = 26,7 % - Sb = 21,5 % - Cu = 40 % - Zn = 7 % - Pb = 3,1 % - Hg = 1 %

Total : 99,3 %

Formule calculée : $S_{13} Sb_3 Cu_{10} Zn_2$

- Cuivre gris. Grotta Grande, niveau +255

S = 19,5 % - Sb = 24,4 % - Cu = 29 % - Zn = 7,2 % - Ag = 17 % - Pb = 3,4 %

Total = 100,5 %

(1) Analyste : C. BAHEZRE, B.R.G.M. 1964 - Etude MO799/MPMG

(Les teneurs indiquées pour l'échantillon de Grotta Grande ne sont qu'indicatives d'un ordre de grandeur. La petite taille de la plage étudiée a en effet surement entraîné des erreurs assez considérables, car il est impossible d'établir la formule de ce minéral de telle façon qu'elle soit compatible avec celles attribuées aux cuivres gris).

Nous retrouvons donc encore deux types différents de cuivre gris dans les Riches en Argent, comme nous en avons déjà trouvé deux types à la Masse Pozzo IV. Le premier échantillon est assez proche comme composition de la tétraédrite de Pozzo IV ou de Colonne 8. Il semble donc que ce type de minéral soit assez constant dans l'ensemble du gisement de San Giovanni. La seule différence significative est la présence, dans l'échantillon de Burra, d'un peu de mercure. Cette particularité peut d'ailleurs probablement se rencontrer dans d'autres tétraédrites de San Giovanni, et expliquer par là la présence occasionnelle de cinabre dans les Oxydés, ce dernier pouvant alors provenir de la décomposition des tétraédrites.

Quant au deuxième échantillon, qui renferme une quantité notable d'argent, il est profondément différent de tous les autres cuivres gris de San Giovanni soumis à analyse, et semble donc spécifique des Riches en Argent. Cette freibergite doit rendre compte d'une bonne partie de la teneur en argent du minerai.

La chalcopyrite

Contrairement à ce qui se passe dans les autres minéralisations contenant des minéraux cuprifères décrites ci-dessus, elle est tout à fait exceptionnelle, et nettement moins abondante que les cuivres gris. Elle se présente sous forme de cristaux arrondis de quelques microns, sans liaison visible avec les directions cristallographiques de la galène.

La bournonite

Sa présence est loin d'être constante, mais elle n'est pas rare. Elle forme dans la galène des plages globuleuses ou allongées de 15 à 20 .

La bornite

Elle est tout à fait exceptionnelle. Je ne l'ai rencontrée que dans un seul des échantillons étudiés, sous forme d'une petite plage arrondie de quelques microns, incluse dans la galène.

La stéphanite

Elle est assez abondante, bien que sa présence ne soit pas constante dans tous les échantillons étudiés. Elle se présente en fines cristallisations vermiculaires, comme les cuivres gris. La dimension des cristaux de stéphanite reste faible, presque toujours inférieure à 6-7 μ . Bien que ce phénomène soit moins net et moins fréquent que dans le cas des cuivres gris, la disposition des cristaux de stéphanite dans la galène est souvent liée aux clivages de celle-ci.

Les argents rouges

Beaucoup moins fréquents que la stéphanite, ils se présentent sous des faciès absolument analogues. La très faible dimension des cristaux d'argent rouge rendent délicate toute détermination plus précise. Leur coloration en lumière naturelle suggérerait toutefois qu'il puisse s'agir principalement de pyrargyrite.

L'argentite

Elle est relativement rare, en cristaux arrondis de quelques microns de diamètre, sans liaisons visibles avec les directions cristallographiques des autres minéraux. Le plus souvent, on la rencontre dans les parties oxydées de la galène, ou à proximité immédiate de celle-ci. Il semble qu'elle recoupe les vermicules de cuivre gris.

La covellite

Sa présence est très constante dans toutes les sections polies examinées. Elle forme des amas de très petits cristaux en tablettes, enchevêtrés les uns dans les autres, de dimensions comprises entre 1 et 5-6 μ . Elle est toujours incluse dans les minéraux oxydés de plomb, très rarement dans la galène inaltérée.

Les gangues

Contrairement à ce que l'on constate à propos des minéralisations étudiées ci-dessus, les minéraux de gangue prennent dans les Riches en Argent une importance volumétrique considérable.

Le quartz

Il se présente sous deux formes différentes :

- En grands cristaux très allongés (1-2 cm de long pour une largeur de 3-5 millimètres), très transparents. Souvent plus ou moins géodiques, il ne renferme jamais aucun sulfure, sauf éventuellement un peu de galène dans les joints intergranulaires.

- En cristaux automorphes ou subautomorphes, isométriques, de 0,2-0,3 millimètres. Ces cristaux sont le plus souvent agglomérés, donnant à la roche observée au microscope sous un faible grossissement l'aspect d'une éponge (Photo 54). L'espace laissé libre entre les cristaux de quartz est rempli par de la galène très fine.

L'examen des cocardes ou filonnets minéralisés montre que les dépôts de quartz et de galène peuvent être alternatifs et se répéter un certain nombre de fois chacun, donnant une zonalité complexe des cocardes ou filonnets.

L'étude des inclusions fluides du quartz, a permis de constater l'absence de dégagement gazeux par écrasement à froid d'esquilles.

Au microscope, le quartz présente un aspect strié dû à la présence d'inclusions primaires allongées, sans bulles ou à bulles très petites.

La température de cristallisation de ce quartz ne dépasse pas quelques dizaines de degrés.

La barytine

Moins abondante que le quartz, elle est tout de même présente dans la presque totalité des amas de type Riches en Argent. Elle est spécialement abondante dans les niveaux superficiels. A titre d'exemple, je signalerai qu'elle constitue la presque totalité de la roche dans les carrières de Santa Maria, au niveau 360. Par contre, elle est pratiquement inexistante au niveau 150 de la Masse Peloggio, alors qu'à Grotta Grande, située à peu près sur la même verticale que Peloggio, au niveau 255, elle est encore assez fréquente. La fréquence de la barytine dans ce type de minéralisation obéit donc à une loi de zonalité verticale très nette. J'aurai d'ailleurs l'occasion de revenir sur cette loi de répartition superficielle de la barytine à propos d'autres gisements, la chose semblant assez générale dans l'Iglesiente.

La barytine des Riches en Argent est une barytine blanche, en tablettes souvent groupées en gerbes ou en filonnets. Je n'ai pratiquement jamais rencontré de géodes de barytine dans ces amas. Comme pour le quartz, il y a eu plusieurs épisodes de dépôt, encadrant les épisodes de dépôts de galène.

Cette barytine est parfois remplacée par le quartz, qui prend alors le faciès " quartz haché " caractéristique d'une telle pseudomorphose. Elle ne contient pour ainsi dire jamais de sulfures, à l'exception de très rares mouches de galène de quelques microns, logées dans les joints intergranulaires.

Les phénomènes d'oxydation dans les Riches en Argent

Etant donné la proximité de la surface topographique, les phénomènes d'oxydation sont très développés dans l'ensemble des Riches en Argent. Ils sont décelables macroscopiquement, malgré l'extrême finesse du minerai, grâce aux nombreuses taches verte de malachite visibles sur les parois des galeries.

Les oxydés les plus fréquents sont naturellement ceux de plomb, celui-ci étant de loin le métal le plus abondant ici. Alors qu'elle est relativement rare dans les autres quartiers de la mine, l'anglésite prend ici une extension notable. On la rencontre soit en bordure des cristaux de galène, soit dans les clivages de cette dernière, où elle donne alors de curieuses structures en peigne.

La cérusite, généralement concrétionnée, est présente aussi, mais en quantité moindre. On ne la rencontre guère qu'en bordure des cristaux de galène. Il est par ailleurs tout à fait remarquable que la cérusite, considérée généralement comme un stade d'oxydation plus avancé que l'anglésite, contienne toujours ici de très nombreux résidus de galène de taille inférieure ou égale au micron, alors que l'anglésite, très pure, est totalement dépourvue de telles inclusions résiduelles. Peut-être la formation d'anglésite ou de cérusite relèvent-elles ici de deux processus d'oxydation indépendants l'un de l'autre, et ayant joué à des époques différentes.

Les minéraux de cuivre s'altèrent généralement en malachite.

L'azurite est elle aussi présente, mais reste fort rare. J'ai également observé parfois la présence de cuprite, en cristaux automorphes de quelques millimètres.

L'hématite est rare, ce qui ne saurait surprendre, étant donné la très faible teneur du minerai en pyrite. Elle n'en existe pas moins, et il semble que l'oxydation de la pyrite obéisse ici à la loi du " tout ou rien " : des cristaux très frais de pyrite coexistent en effet dans le même échantillon avec des fantômes de cristaux de pyrite entièrement hématitisés, alors qu'il ne m'a jamais été donné d'observer de cristaux de pyrite en voie d'oxydation.

Les oxydés de zinc sont eux aussi peu abondants, et représentés par un peu de smithsonite.

Signalons enfin la présence de très petites quantités de soufre natif, représentant des résidus d'oxydation des sulfures.

La cémentation

Il est classique que les minerais d'argent donnent lieu à des phénomènes de cémentation importants, provoquant un accroissement notable de la teneur. Qu'en est-il ici ?

Il est bien certain que de tels phénomènes doivent avoir une importance non négligeable dans les Riches en Argent, du fait de leur position relativement superficielle. L'existence d'une cémentation me paraît d'ailleurs suffisamment démontrée par l'existence de covellite, particulièrement abondante.

La cémentation ne saurait toutefois suffire à expliquer entièrement les teneurs en argent anormalement élevées de ces amas. Car si l'argentite, la pyrargyrite, la stéphanite sont considérées comme étant le plus souvent des minéraux supergènes, il n'en est pas de même des cuivres gris (W. LINDGREN, Mineral Deposits - A.M. BATEMAN, Economic Mineral Deposits). Or, une fraction importante de l'argent s'exprime minéralogiquement sous forme de tétraédrite argentifère (freibergite).

8°/ LES TERRES BARYTIQUES DE PUNTA SA TORRE

Il existe, sur le versant oriental de Punta sa Torre, à proximité du sommet, quelques petites carrières, aujourd'hui abandonnées, où a été exploitée artisanalement de la barytine. Ces carrières ont été ouvertes dans des terres rouges karstiques, recouvrant un lapiez virtuel.

La barytine s'y présente en gros éléments séparables à la main. Ceux-ci affectent deux formes différentes : soit en blocs irréguliers, cassés, largement cristallins, soit en plaques hémirissées de cristaux tabulaires bien développés, pouvant atteindre une longueur de 1-2 centimètres. Ces cristaux ne sont que rarement brisés.

Il semble donc que cette barytine ait une double origine, et puisse être :

- soit de la barytine détritique, provenant certainement des affleurements des Riches en Argent, la barytine des blocs brisés présentant les mêmes faciès que celle des Riches en Argent voisins.

- soit de la barytine de néoformation, formée in situ dans les terres. La barytine étant un minéral particulièrement fragile, il est en effet exclu que de telles géodes aient pu subir un quelconque remaniement sans que soient brisés les cristaux qui les constituent.

9°/ LA RECHERCHE DE GONNESA

A proximité immédiate du " quartzite " situé dans la faille de Gonnese se trouve une petite minéralisation plombifère qui a fait l'objet, vers 1950, de quelques travaux de recherches connus sous le nom de " recherche de Gonnese " (environ 150 mètres de galeries, un puits de 15 mètres). Les résultats obtenus n'ont pas paru devoir justifier de plus amples travaux.

Cette minéralisation se trouve dans une dolomie plus ou moins silicifiée. Elle est entièrement oxydée, le minéral le plus abondant étant la cérosite. Celle-ci, chose exceptionnelle

à San Giovanni, est très bien cristallisée et se présente en longues baguettes blanches enchevêtrées, dont la longueur peut atteindre jusqu'à une dizaine de centimètres, pour un diamètre de un ou deux.

A cette cérusite est associé un minéral plombifère très rare, la dundasite, répondant à la formule $Pb_2 Al_4 (CO_3)_4 (OH)_8 - 3H_2O$ (C. BEAUMONT, C. GUILLEMIN, 1960). A remarquer que la dundasite, qui contient de l'aluminium, est ici associée à l'allophane. L'ensemble forme une sorte de poche dans la dolomie silicifiée. La minéralisation plombifère est entourée d'une zone liminitique provenant sans doute de l'oxydation de pyrite, minéral particulièrement abondant dans le " quartzite " voisin.

Un peu de barytine est associée à cette minéralisation.

10°/ SAN GIOVANNEDDU

Je grouperai ici l'ensemble des vieux travaux situés au-delà de la faille de Ribasso Ferraris plus ceux, à vrai dire fort peu importants de Boca di Lupo, situés en deçà de la faille.

San Giovanneddu s. str.

Ces amas ont été exploités en partie à ciel ouvert (Carrières Aresu et Murra), et en partie en souterrain.

La roche encaissante est ici la dolomie jaune, du moins en surface. En profondeur, au seul niveau partiellement reconnu, le +6 (recherche I Est), le calcaire domine. La dolomie jaune est très fracturée, alors que le calcaire semble plus compact. Je n'ai retrouvé aucun document permettant d'établir avec précision quelle fut la répartition du minerai dans ces travaux, en grande partie inaccessibles actuellement. Il semble toutefois, en particulier au Scavo Murra et au niveau 130, que les masses minéralisées aient été allongées préférentiellement selon les directions principales de fracturation de la roche (en particulier selon la direction Nord-Sud). Je n'ai, faute de documents, aucune idée précise de ce qui fut exploité à San Giovanneddu. Il semble que, outre la calamine, ces travaux aient fourni une quantité appréciable de plomb, surtout dans les parties les plus basses atteintes par les

oxydés. Ce plomb se présente sous forme de boules de galène de faible taille (quelques centimètres), dans la calamine. La galène est toujours assez fortement oxydée en cérusite. Cette cérusite est nettement concrétionnée dans sa partie la plus voisine de la galène, en cristaux xénomorphes bien individualisés plus loin de cette dernière. L'anglésite existe aussi, mais en plus faibles quantités. Il subsiste encore un peu de blende et de pyrite (cette dernière étant parfois concrétionnée), mais ces deux sulfures sont le plus souvent totalement oxydés en smithsonite et limonite. Les relations entre pyrite et blende d'une part, et galène d'autre part étant les mêmes que celles décrites précédemment, il n'y a pas lieu d'y revenir ici.

La galène contient en outre de nombreuses inclusions de cuivre gris en plages globuleuses, trop petites pour qu'une analyse, même qualitative, ait pu en être faite à la sonde de CASTAING. La liaison entre l'orientation des cuivres gris et les clivages de la galène est là encore visible. La chalcopryite est exceptionnelle.

En descendant sous la zone des oxydés (niveau +6), on constate que la minéralisation, à faible teneur, est principalement blendeuse, très fine, disséminée dans la masse du calcaire. Les caractères pétrographiques et minéralogiques d'une telle minéralisation sont pratiquement identiques à ceux des Blendeux. La seule différence notable concerne une structure en "micrococardes" du minerai, structure assez fréquente à San Giovanneddu, alors que je ne l'ai jamais observée dans les Blendeux. Ces micrococardes, de 50-60 de diamètre, sont constituées d'un cœur de blende entouré d'une écorce de galène de quelques microns d'épaisseur. Localement, la minéralisation est plus plombifère que zincifère. Les zones à galène correspondent généralement à des zones bréchiques, à éléments de tailles très variables, à angles émoussés (brèche de dissolution ?). Le sulfure est alors dans le ciment de la brèche. La galène contient parfois, outre évidemment le cuivre gris, des inclusions de stéphanite. La galène est alors généralement associée à du quartz à structure en éponge, la structure de l'ensemble n'étant pas sans rappeler celle des Riches en Argent.

Bien que la minéralisation du niveau +6 soit principalement sulfurée, les oxydés (calamine) y ont encore une extension non négligeable. D'une façon générale, les phénomènes de modification supergène du minerai y ont encore une certaine importance, et la présence de

L'appartenance de ces deux amas à une même phase de mise en place de sulfures, quel qu'en puisse être le mécanisme, est donc certaine.

Paragenèse B. P. G. type Blendeux

Cette formation métallifère, de beaucoup la plus développée à San Giovanni, groupe les masses Idina, Taylor, X, Normann, Nord-Est, Pozzo I, Pozzo III. Elle se caractérise par l'existence dans le calcaire d'imprégnations sulfurées à granulométrie très fine, à dominante très nettement zincifère. La blende y est en général claire, parfois concrétionnée. La pyrite est abondante. Les minéraux accessoires sont rares, peu variés minéralogiquement parlant, et intéressent seulement la galène.

Paragenèse type Riches en Argent

La cémentation ne pouvant suffire à rendre compte des phénomènes observés dans les amas de ce type, il convient donc d'en faire une formation métallifère distincte des précédentes. Celle-ci se caractérise par la présence de minéraux cuprifères et argentifères très abondants dans la galène, par le développement qu'y prennent les minéraux de gangue. L'allure elle-même de la minéralisation est profondément différente de celles des amas des deux types précédents. Notons que la composition chimique des cuivres gris ne permet pas de distinguer les deux premières paragenèses, des différences significatives n'apparaissant que dans ceux du type Riche en Argent (présence de freibergite).

2°/ Les contrôles de la minéralisation

Contrôles lithologiques

Dans les cas du Contact et des Riches en Argent, calcaire et dolomie peuvent être minéralisés. Mais dans le cas des Blendeux, les roches calcaires seules présentent des concentrations de sulfures économiquement intéressantes. Quant aux Oxydés, ils peuvent intéresser tant la dolomie que le calcaire, et il semble que ce ne soit pas la nature de la roche encaissante qui importe, mais plutôt le fait qu'elle soit plus ou moins fracturée.

En ce qui concerne les Blendeux et le Contact, le toit des minéralisations est souvent dolomitique. Ce contrôle est moins net dans les Riches en Argent, où il n'apparaît clairement que dans le cas du filon Burra.

Hormis l'existence fréquente de dolomie géodique (Contact et Blendeux), les roches encaissantes sont en général peu modifiées au voisinage des concentrations de sulfures. Toutefois dans les Riches en Argent, on note fréquemment une silicification plus ou moins forte des roches carbonatées.

Contrôles structuraux

Ces contrôles seront exclusivement donnés par la fracturation : les couches présentant une structure monoclinale dans l'espace considéré, aucun contrôle ne sera donné par la tectonique de plis. Pour définir des contrôles structuraux des minéralisations de San Giovanni, il convient d'envisager séparément chaque type de minéralisation.

Le Contact

Le seul contrôle structural est celui donné par la direction de la stratification. Les colonnes riches de la lentille minéralisée semblent avoir une direction quelconque, indépendante tant des caractères lithologiques que structuraux de la zone.

Les Blendeux

Ici les contrôles structuraux sont relativement compliqués. Comme il a été dit ci-dessus, trois directions privilégiées apparaissent :

- Est-Ouest
- Nord-Sud
- N 40 E

La première est la direction de la stratification, la seconde une direction de failles et la troisième celle d'un système de diaclases.

Les deux dernières directions sont non seulement celles de masses minéralisées bien individualisées, mais aussi celles d'alignements de masses. Il convient de rappeler ici que les directions privilégiées d'une masse donnée sont susceptibles de varier à l'intérieur de cette masse selon la teneur limite d'exploitabilité admise : l'exemple le plus frappant d'un tel phénomène est fourni par la Masse Pozzo III, de direction Est-Ouest, donc interstratifiée, et dans laquelle s'individualisent des colonnes plus riches N 40 E.

La direction des amas d'allongement N 40 E, plongeant vers le Sud-Est, avec un léger pitch vers le Nord-Est (Masse Idina) est défini par l'intersection des deux directions correspondant à la stratification et aux diaclases N 40 E.

Les directions des parties superficielles, oxydées, des amas Blendeux, sont les mêmes que celles des parties plus profondes, sulfurées.

Les Riches en Argent

Les contrôles structuraux sont peu nets, sauf pour le filon Burra. Compte tenu de la complexité du dépôt et des phénomènes karstiques surimposés à la minéralisation, on peut dire que la seule direction privilégiée soit la direction suivie par les phénomènes karstiques, N 30-60 W.

3-3-2-1-7- LE PROBLEME SYNGENESE-EPIGENESE

A SAN GIOVANNI

La mine de San Giovanni se trouve, comme à peu près toutes les minéralisations de l'Iglesiente, encaissée dans les roches de l'étage du Calcaire Métallifère. Cette minéralisation, liée par conséquent à un étage stratigraphique déterminé, mais discordante dans le détail et fort discontinue, rentre donc dans la catégorie des gisements pénéconcordants (J.I. FINCH, 1959). De ce fait se pose tout de suite le problème de la genèse du gisement, problème se ramenant théoriquement au schéma simple syngénèse ou épigénèse. En réalité les choses sont loin de présenter une si belle simplicité (comme il en va d'ailleurs de la quasi totalité des gisements pénéconcordants) (P. NICOLINI, 1965). L'allure de la minéralisation est partout celle attribuée classiquement aux gîtes épigénétiques, les amas minéralisés ou les colonnes riches de ceux-ci étant partout discordants sur la stratification.

Toutefois, il convient de noter qu'il est nécessaire de faire appel à des phénomènes de remise en mouvement dont l'origine est en tout ou en partie karstique, pour expliquer la structure particulièrement compliquée des Riches en Argent. Ce remaniement est à la fois purement mécanique (existence de brèches à éléments minéralisés ou non, et à éléments d'ori-

ARGUMENTS EN FAVEUR DE LA THEORIE EPIGENETIQUE

- Existence d'une zonalité verticale nette au Contact et dans les Blendeux.
- Liaison indubitable des amas minéralisés avec des directions de fracturation (failles ou diaclases), la stratification elle-même étant soulignée par une importante direction de diaclases.
- Localisation fréquente des minéralisations exploitables entre un toit et un mur lithologiquement différent.
- Plusieurs types de minéralisation (au moins deux si on admet que le Contact n'est qu'un aspect quelque peu différent des Blendeux) sur un très petit espace.

De tout cela, il ressort qu'aucun critère tendant à faire admettre une formation syngénétique du gisement ne suffit à faire exclure la possibilité d'une formation épigénétique. Par contre, l'existence d'une zonalité verticale des minéralisations, et leur liaison étroite avec les directions de fracturation discordantes sur la stratification, l'allure extrêmement compliquée des Riches en Argent suffisent à exclure a priori une origine uniquement synsédimentaire ou syndiagénétique des minéralisations.

On est donc ramené, non plus à l'option syngenèse-épigénèse qui avait été postulée au départ, mais à celle syngenèse avec remaniements ou épigénèse. Autrement dit, on est en présence soit du remaniement d'une préconcentration sédimentaire qui serait alors située dans le Calcaire Métallifère cambrien, soit d'un gisement épigénétique classique.

Une origine synsédimentaire avec remobilisation implique l'existence d'une sécrétion latérale (1), aux dépens d'une anomalie géochimique préexistente. Quels éléments du gisement peuvent être rapportés à une telle anomalie ? Peut-être la Masse Pozzo I, et d'une façon plus générale les minéralisations très diffuses observables presque en chaque point des Blendeux, où il est rare qu'un échantillon pris au hasard soit entièrement dépourvu de blende, l'aspect de cette blende rappelant alors celle de la Masse Pozzo III. Il convient d'ailleurs de signaler à ce propos que si la Masse Pozzo I dans son ensemble est considérée comme " stérile " (au sens du mineur), étant donné sa très faible teneur en zinc (inférieure à 1 %), elle a été au niveau +6, l'objet d'une petite exploitation, l'augmentation de

(1) Ce terme étant pris ici dans un sens très large, et n'impliquant pas obligatoirement une polarité horizontale du déplacement des sulfures.

la teneur correspondant à une grande diminution de la surface horizontale minéralisée. Dans une telle hypothèse, on peut alors se demander si Pozzo III ne représenterait pas, du fait que le caractère particulièrement compact de la roche encaissante est un obstacle aux remobilisations, un état assez voisin de l'état initial. Ceci serait en accord avec la position interstratifiée de l'amas, sa teneur relativement basse, la discrétion avec laquelle s'y manifestent les colonnes enrichies discordantes. Reste à résoudre, dans cette hypothèse, le problème du mode de dépôt synsédimentaire des sulfures.

Depuis quelques années, un certain nombre de minéralisations du Calcaire Métallifère ont été interprétées comme d'origine synsédimentaire vulcanogène (W. MUENCH, 1960). J'exclurai d'emblée une telle hypothèse dans le cas particulier de San Giovanni, vu l'importance extrêmement réduite qu'y présentent les roches volcaniques, qui se limitent en fait à quelques mètres cubes de diabases dans une zone assez réduite de Pozzo IV, et où, de plus, aucune liaison visible n'existe entre sulfures et diabases.

Un autre mode de formation parfois invoqué à propos de gisements sédimentaires de plomb-zinc est la genèse bio-rhexistasique (H. ERHART, 1956). Toutefois, étant donné le caractère inconnu de la végétation géorgienne-arcadienne, et même le caractère plus que problématique de son existence, je ne crois pas qu'il faille en tenir compte ici.

Plus probable me semble un dépôt de sulfures par précipitation directe sur le fond marin, dans des conditions réductrices. L'influence de microorganismes est à envisager en pareil cas, du fait de la présence de pyrite framboïdale (particulièrement abondante à Pozzo III et Pozzo I...).

Reste enfin la possibilité d'existence d'un gisement d'origine purement épigénétique.

Il est fréquent (bien que cette tendance semble actuellement en voie de disparition) de rattacher de près ou de loin les gîtes épigénétiques à des intrusions granitiques. Cette idée a été formulée à propos des gîtes de l'Anneau Métallifère, donc, entre autre, pour San Giovanni (A. CAVINATO, 1964). Cette liaison a été faite le plus souvent par l'intermédiaire des diabases, liées (?) à une phase de mise en place de granites hercyniens. Aucun granite ni hercynien ni calédonien, encore moins alpin n'étant connu à proximité de San Gio-

vanni, aucun métamorphisme de contact n'y étant visible, faire intervenir un granite dans la genèse du gisement est pour le moins hasardeux. Ceci revient à faire intervenir pour les besoins de la cause une sorte de " deus ex machina ", permettant de résoudre tous les problèmes sans apporter la plus petite ombre de preuve.

Plus sérieuse est l'hypothèse de la régénération (H. SCHNEIDERHON, 1952). Le plomb et le zinc auraient alors comme origine des minéralisations incluses dans le socle antécambrien et remobilisées. Ce socle étant inconnu, il est impossible de juger de la validité de cette théorie dans ce cas, mais cette hypothèse n'en reste pas moins à considérer.

Finalement, il demeure impossible de trancher de façon certaine entre une formation du gisement par remobilisation d'une préconcentration synsédimentaire, d'origine chimique ou biogénique et un autre mode de formation par régénération d'un ou de plusieurs gisements antécambriens.

La première hypothèse me paraît plus vraisemblable, mais on doit tenir présent le fait qu'aucun argument irréfutable ne peut être fourni dans l'état actuel de nos connaissances sur ce gisement.

3-3-2-1-8- L'AGE DES MINERALISATIONS

Trois paragenèses différentes ont ainsi été définies pour la mine de San Giovanni. Les caractères géologiques des amas rendant certaine l'existence de phénomènes d'épigenèse, il se pose alors le problème des âges relatifs et absolus de ces minéralisations. Je ne traiterai ici que du premier point, les âges relatifs des trois formations, le second devant être évoqué plus loin.

A aucun endroit de la mine n'apparaît de contact entre deux formations métallifères différentes. Aux deux points où Blendeux et Riches en Argent sont voisins les uns des autres (Grotta Egiziana, niveau 300, à proximité de l'extrémité Sud de la Masse Normann, et extrémité Nord du filon Burra), ils sont séparés par une forte épaisseur de calcite karstique,

sans doute mise en place sur une faille.

Il a été trouvé dans le filon Burra, au mois de Septembre 1963, deux boules de minerai de 2-3 m³ chacune, manifestement étrangères à la minéralisation normale du filon et remaniées par celui-ci. Cette minéralisation, mixte blende-galène, contenant en outre un peu de pyrite et de cuivre gris, présente des caractères trop ambigus pour pouvoir être rattachée avec certitude soit au type Contact, soit au type Blendeux. De toute façon, les Riches en Argent apparaissent ainsi comme postérieurs à au moins l'une des deux autres paragenèses.

Aucun contrôle direct de la chronologie de dépôt des Blendeux et du Contact n'apparaît non plus. Mais étant donné que les différences minéralogiques entre les deux formations sont relativement peu marquées et que les contrôles de la minéralisation ne semblent pas fondamentalement différents, il est probable que Contact et Blendeux sont plus ou moins synchrones.

3-3-2-2- AUTRES MINERALISATIONS PLOMBO-ZINCIFERES DU CALCAIRE METALLIFERE PRESENTANT DES ANALOGIES AVEC SAN GIOVANNI

Des minéralisations présentant de plus ou moins grandes analogies avec celles de San Giovanni se rencontrent en divers points du Calcaire Métallifère et des dolomies situées à la base de celui-ci.

MONTEPONI (1)

La mine de Monteponi, exploitée par la Monteponi-Monteverchio, filiale de Montecatini-Edison, est située à proximité immédiate d'Iglesias, en bordure de la route Iglesias-Gonnesa, au nord de la vallée du San Giorgio. Dans l'époque moderne, Monteponi fut l'une des premières exploitations sardes à reprendre son activité à la suite de la promulgation du code minier piémontais. Monteponi est actuellement avec San Giovanni, Campo Pisano et

(1) Collection des Gites Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris N° 1549 et 4515.

Montevecchio l'un des plus gros producteurs de plomb et zinc de la Sardaigne. La compagnie exploitante y a d'ailleurs fait ces dernières années un gros effort de recherches et de modernisation (projet Sartori). Monteponi a, entre autre, été relié par un niveau de grand roulage à la mine voisine de Campo Pisano, en vue de centraliser l'extraction et les opérations de laverie.

Comme San Giovanni, Monteponi est situé dans la partie supérieure de l'étage du Calcaire Métallifère, représenté ici, à l'affleurement par des dolomies jaunes. Les couches ont une direction N20W et pendent vers l'Est de 70° environ. Cette direction et ce pendage sont également ceux de lentilles schisteuses parfois suffisamment importantes pour être cartographiables au 1/25.000e (schistes dits de Bacu Abis et du Cisternone), mais souvent beaucoup plus réduits et ne dépassant pas quelques dizaines de mètres de long pour une puissance de 1-2 mètres. Ces schistes sont fréquemment suivis par des failles parallèles à la stratification. C'est notamment le cas de la lentille schisteuse de Bacu Abis, limitée par la faille dite " Spaco Monsignore ". Mais il est impossible d'interpréter ces schistes comme étant de simples lambeaux de schistes de Cabitza pincés dans des failles, car ils existent aussi indépendamment de toute tectonique cassante, et passent alors en direction au calcaire, et représentent donc de simples variations latérales de faciès.

Signalons enfin l'existence d'un petit filon de diabase, lui aussi interstratifié le long d'une faille en direction.

Peu abondant en surface, le calcaire devient moins rare en profondeur. Les phénomènes de dissolution dans le calcaire métallifère sont, ici aussi, importants le long des failles. Il suffit pour s'en persuader de considérer la brèche de dissolution située au toit du Spaco Monsignore, brèche constituée d'éléments carbonatés et contenant également des morceaux de charbon éocène. C'est d'ailleurs à cette particularité de la brèche que les schistes au mur de la faille doivent leur nom, Bacu Abis étant l'un des sièges d'extraction du charbon du Sulcis situé un peu au Sud de Gonnesa.

Outre une zone d'amas calaminaires affleurant au sommet de la colline de Monteponi, et exploités en découverte, cette mine comporte six amas sulfurés principaux, placés en arc de cercle autour des oxydés. Ce sont d'Est en Ouest, les masses San Marco, Satira, Nord-

Ouest, Monsignore, Santa Barbara et Albasini. Les masses San Marco et Santa Barbara sont allongées selon une direction N20W, Albasini est à peu près Est-Ouest, les trois autres masses étant sensiblement isométriques en plan (Fig. 37). Toutes ces masses ont un plongement de 70° vers l'Est, et un pitch de 80° vers le Sud-Est. On retrouve donc la même disposition des amas qu'à San Giovanni dans les Blendeux.

Cette direction des amas de Monteponi correspond en effet à l'intersection de deux directions de fractures, l'une correspondant au joint de stratification et l'autre à une direction locale de diaclases, de direction N 70 E à très fort plongement vers le Sud. La minéralisation des amas sulfurés est principalement plombifère, seules les masses Santa Barbara et Albasini étant nettement mixtes plomb-zinc.

La minéralisation se présente en filonnets parfois discordants mais le plus généralement concordants sur la stratification (Fig. 38 et 39). La galène y est le plus souvent à grain fin, très laminée, et pratiquement sans minéraux accessoires.

Ceux-ci sont représentés principalement par un peu de pyrite, en cristaux automorphes. Plus rarement, on y rencontre un peu de blende, de chalcopryrite, de cuivre gris, ce dernier en inclusions arrondies malheureusement trop petites pour qu'une analyse à la microsonde ait pu en être effectuée. Il existe également un autre type de galène, moins courant, à plus gros grain que le précédent, et non laminée. C'est dans celle-ci que j'ai rencontré de nombreuses inclusions de sulfo arséniures de plomb analogues à celles des filons plombifères des Blendeux de San Giovanni. Ces sulfo arséniures sont inclus dans les clivages de la galène. Ils donnent parfois avec cette dernière des structures de type micropegmatitique, différents cristaux tous allongés dans le même sens présentant la même orientation cristallographique, ainsi que le montrent les phénomènes de biréflectence.

Signalons enfin la présence de blende cadmifère rouge, en cristaux automorphes, tapissant des géodes. Cette blende est absolument identique, tant par son aspect que par son mode de gisement, à la blende rouge de la Massa Idina de San Giovanni.

Comme dans le cas des Blendeux de San Giovanni, il n'y a pas de gangues. On note seulement une légère silicification de la roche au voisinage de la minéralisation, et le développe-

ment de dolomie géodique. Le long des failles, l'oxydation descend très profond le long des amas sulfurés, et il existe des oxydés au moins jusqu'au niveau -100. Leur importance économique est toutefois négligeable, en raison de leur peu de développement. Il existe aussi une zonalité verticale nette dans les colonnes minéralisées. Si la teneur en plomb est relativement indépendante de la profondeur, dans l'état actuel des travaux, la teneur en blende et pyrite augmente sensiblement dans les niveaux inférieurs.

MONTE AGRUXIAU (1)

Monte Agruxiau se trouve en face de San Giovanni, sur l'autre flanc de la vallée de San Giorgio. Cette mine qui appartient à l'AMMI, après avoir été exploité par la Vieille Montagne, n'est pas en production pour le moment. Seules des recherches y sont effectuées.

Dans la vallée située à proximité immédiate de la mine passe la faille de Sant' Antonio, dont la position par rapport aux minéralisations se trouve par conséquent être la même qu'à San Giovanni.

La stratification est Est-Ouest, les couches plongeant de 80° vers le Sud. La direction de fracturation la plus marquée est N 20 W, plongeant vers l'Est. C'est cette direction que suivent les colonnes minéralisées (P. ZUFFARDI, 1952), l'ensemble du champ, allongé suivant cette même direction ayant une longueur d'un kilomètre environ. La partie Nord (Gennaruta) est d'ailleurs encaissée dans les dolomies grises, alors que la partie Sud est encaissée dans les calcaires et les dolomies jaunes (Massa Finugu). Ce sont principalement des oxydés qui ont été exploités à Monte Agruxiau, l'oxydation descendant ici jusqu'au niveau de la mer.

MONTE SCORRA

Située immédiatement à l'Ouest de Monte Agruxiau, Monte Scorra appartient à la Monteponi-Monteverchio. Fermée depuis longtemps, cette mine n'est actuellement le siège d'aucune activité.

Je n'ai aucun renseignement précis sur cette mine, mais la structure géologique de Monte

(1) Collection des Gites Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 1968.

Scorra étant analogue à celle de Monte Agruxiau, il est probable que ces deux mines sont comparables.

SAN GIORGIO

La mine de San Giorgio, appartenant au groupe Monteponi-Monteverchio, est située à l'Est de San Giovanèddu. Elle fait actuellement l'objet de recherches. Cette mine est complexe et deux types de minéralisations s'y rencontrent.

- Vers le Nord, dans la partie supérieure de l'étage du Calcaire Métallifère, des amas calaminaires ont été exploités en découverte au siècle dernier et au début de celui-ci. La stratification est pratiquement indéterminable, dans cette partie du gisement, du fait de la transformation totale du calcaire en dolomie jaune, et de la tectonique cassante compliquée qui affecte le contact dolomie-schistes de Cabitza.

Elle semble N 80 E environ, direction moyenne du contact dolomie-schiste et direction d'un des système de fractures. De nombreuses failles N 10 W à N 40 W plongeant vers l'Est affectent l'ensemble. Les amas sont généralement limités par ces failles dont le miroir constitue le plus souvent une des parois de la carrière.

- A 500 mètres au Sud-Est de ces amas calaminaires se trouve un autre type de minéralisation, constitué de petites colonnes de galène riche en argent. Celles-ci ont été exploitées autrefois par les Pisans et la surface du sol est parsemée d'entonnoirs localisant l'entrée des puits, entonnoirs caractéristiques de ce type d'exploitation et bien connus également au dessus des Riches en Argent de San Giovanni. Ces puits descendent parfois jusqu'à une profondeur de 100 mètres sous la surface topographique, et certains communiquent entre eux. Ce détail fournit une indication sur la morphologie du gisement, les travaux pisans ayant été menés par continuité, sans jamais sortir du minerai. C'est à l'existence de ces puits que l'endroit doit son nom sarde Sa Sedda de is fossas, la selle des puits.

La répartition des puits n'est pas quelconque. Ceux-ci sont alignés selon deux directions principales (P. ZUFFARDI, 1965) N 45 E et N 45 W à N 30 W. Une telle disposition n'est pas sans rappeler celle des Riches en Argent et la minéralisation de sa Sedda de is Fossas a très certainement la même origine que celle des Riches en Argent décrits ci-

dessus. Quant aux deux directions privilégiées, elles correspondent l'une (N 45 E) à la direction de la stratification, l'autre à une direction locale de diaclases.

SEDDAS MODDIZZIS (1)

Situé, comme Sa Sedda de is Fossas, sur la bordure Nord de l'anticlinal de Gonnese-Funtana Perda, Seddas Moddizzis est la plus méridionale des mines actuellement exploitées.

A l'origine, cette mine fut la propriété de Giorgio Asproni, fondateur de l'Ecole des Mines d'Iglesias et de l'Association Minière Sarde, à qui elle permit d'édifier une fortune plus que respectable. Après la mort de celui-ci, pendant la dernière guerre, elle connut une période d'inactivité. Puis elle fut reprise avec succès par la Monteponi-Montevecchio, qui l'exploite actuellement. Les deux principales masses, la Massa Vacca et la Massa Blendosa, ont été réouvertes et assurent la production actuelle (Cantire San Filippo). A l'Est de San Filippo existent d'autres masses minéralisées, celles de Sant'Antonio.

L'ensemble de ces minéralisations est encaissée dans la dolomie de base de l'étage du Calcaire Métallifère. Le minerai est très riche, à peu près exclusivement zincifère, et très pyriteux. Seule la blende y est économiquement intéressante.

La direction des bancs varie de N 65 W (Sant' Antonio) à N 45 W (San Filippo), le plongement étant de 45-50° vers le Nord-Nord Est. On y note deux directions principales de failles :

- Nord-Sud, avec plongement vers l'Est. Ces failles sont parfois suivies par de petits filons de diabase situés au mur de la minéralisation. Aucune liaison génétique visible n'existe entre minéralisation et diabase.

- N 65 E à N 45 E, sub-verticales, qui selon A. MARCELLO, I. SALVADORI, et P. ZUFFARDI, (1965), seraient ante-ordoviciennes car ne recoupant pas l'Ordovicien affleurant plus à l'Ouest, au-delà de la faille de Gonnese. Ce système de faille est recoupé par le système Nord-Sud. Enfin, il est suivi par des filons de quartz contenant parfois un peu de galène argentifère, mais sans aucune importance économique, tonnage et teneur restant toujours insignifiante.

(1) Collection des Gites Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 4512.

Les deux masses minéralisées actuellement exploitées, Vacca et Blendosa, et qui semblent être en fait une seule et même masse recoupée par une faille, sont très aplaties (200 mètres de longueur dans un plan horizontal sur 20-25 mètres de puissance au maximum). Elles ont été reconnues sur une hauteur de 300 mètres. Leur allongement est Nord-Sud. Elles plongent vers l'Est, avec un pitch très net vers le Nord-Est. Nous retrouvons donc à leur sujet le même contrôle que pour la plupart des autres amas décrits ci-dessus, à savoir que ces amas sont guidés par l'intersection de deux directions de fracturation. L'allongement se fait très nettement selon une direction de failles. Les anciens exploitants s'étaient d'ailleurs parfaitement rendus compte de ce fait, et leurs travaux suivaient systématiquement la moindre fissure, parfois en vain, mais souvent avec succès, toutes les minéralisations de Seddas Moddizzis obéissent à cette règle. Quant à l'autre direction intervenant ici, c'est celle de la stratification.

A Sant' Antonio, les amas sont allongés selon une direction N 45-50 E, le contrôle restant le même que précédemment. Peuvent enfin être minéralisées de courtes fractures ayant la direction des bancs de dolomies, mais un pendage plus fort, et qui selon les auteurs cités ci-dessus, seraient des fractures de tension contemporaines du plissement des couches. (Fig. 40).

Des fractures de tension ne peuvent apparaître que dans le plan N1 N2, selon le schéma de fracturation classique. Des fractures ayant l'orientation ainsi définie ne pourront donc pas apparaître lors du premier plissement ayant affecté les couches et déterminé la formation de l'anticlinal de Gonnese Funtana Perda, plissement qui nécessitait un régime de contrainte avec N1 horizontal Nord-Sud, N2 Est-Ouest et N3 limité au poids des terrains.

Un tel régime de contrainte ne peut que conduire à la formation de fractures d'extrados, les seules situées dans le plan N1 N2 (cas décrit par A. VAILATI, 1966, à propos de la mine de Gorno, province de Bergame, Italie).

Par contre, une telle interprétation est compatible avec la deuxième phase de plissement, celle qui a déterminé le flambage de l'anticlinal de Gonnese-Funtana Perda, et pour lequel N2 devait être horizontal, Est-Ouest N2 vertical, et N3 Nord-Sud. Les fractures de tension qui peuvent alors éventuellement apparaître seront donc verticales ou subverticales, et leur

direction sera bien celle des couches. Ces fractures sont donc très vraisemblablement hercyniennes.

Quant aux fractures Nord-Sud, elles peuvent être assimilées à l'une des directions de fractures de cisaillement de la même phase, orientation et pendage étant compatibles avec le schéma proposé.

La minéralisation de Seddas Moddizzis est à peu près exclusivement zincifère. Le tout venant qui est extrait des masses Vacca et Blendosa contient environ 15 % de zinc et 6 % de fer sous forme de pyrite.

Le plomb est rare. La structure du minerai apparaît comme fortement bréchique. Des blocs de dolomie sont emballés dans un ciment constitué presque uniquement de blende et de pyrite. Les éléments de dolomie sont d'ailleurs eux-mêmes plus ou moins substitués par les sulfures. On note également l'existence de cocardes de blende concrétionnée brisées et reprises dans la brèche.

Cette brèche peut fort bien avoir eu, à l'origine, une origine tectonique, du fait même de son mode de gisement. Mais les phénomènes de dissolution y ont eu un rôle non négligeable, des éléments dolomitiques de la brèche ayant des arêtes fortement émoussées.

Microscopiquement, le minerai de Seddas Moddizzis apparaît comme très pauvre en minéraux accessoires, la paragenèse se limitant pratiquement à de la blende, généralement concrétionnée, et à de la pyrite. Cette dernière, en cristaux automorphes, est nettement disloquée et recimentée par la blende. Peut-être qu'ici aussi, comme à San Giovanni, une partie au moins de la pyrite peut provenir de la recristallisation de framboïdes. C'est du moins ce que suggère l'existence, à l'intérieur de petits cubes pyriteux, de figures d'attaque arrondies, de 10 à 50 μ de diamètre. Je n'ai jamais eu, toutefois, l'occasion d'observer dans ce gisement de framboïdes libres.

Les zones minéralisées comportent de nombreuses géodes de dolomie blanche, plus irrégulières comme forme que celle de la dolomie géodique de la Masse Idina de San Giovanni, mais relevant sans doute d'un processus de formation analogue.

Fréquemment, ces géodes sont tapissées de cristaux de blende rouge cadmifère et germanifère, géodes parfois assez spectaculaires tant par le nombre de cristaux de blende que par la taille de ceux-ci, qui atteignent couramment 2-3 millimètres de diamètre.

Toujours dans ou à proximité des zones minéralisées, on note une assez forte silicification des cristaux automorphes ou subautomorphes de quartz se développant tant dans la dolomie que dans la blende. Dans ce dernier cas, le quartz se localise préférentiellement dans les joints intergranulaires de la blende. A. MARCELLO, I. SALVADORI et P. ZUFFARDI (1965), ont signalé la présence de structures sédimentaires dans le minerai de Seddas Moddizis : " Dans un seul cas (masse blendeuse, niveau -45), nous avons rencontré des dépôts de sulfures avec des caractéristiques telles qu'elles font penser (bien que de façon assez douteuse), qu'il s'agisse de dépôts syngénitiques aux sédiments. Le cubage de la manifestation est dérisoire ". Aucune précision sur la nature de ces structures n'est donnée par les auteurs.

MONTE ONIXEDDU (1)

La mine de Monte Onixeddu, propriété de la S.M.M. Pertusola, est la seule mine de quelque importance située sur la bordure Sud de l'anticlinal de Gonnese-Funtana Perda. Exploitée jusque vers 1920, elle est actuellement fermée. Toutefois une galerie était encore accessible en 1961 (galerie Chessa I, niveau 92). Cette galerie suit fidèlement un miroir de faille de direction N 60 W, plongeant de 60° vers le Nord-Est, mettant en contact dolomie jaune et calcaire. C'est le long de cette faille que se trouvent les colonnes minéralisées, d'importance inégale, et au nombre de onze. Seules les six premières, dans la partie Nord-Ouest de l'alignement, ont une certaine importance. Les deux plus grosses, les Masses I et II ont été exploitées respectivement des niveaux +164 à +15 et +191 à +50. La puissance en était de deux mètres environ, pour une longueur horizontale de 50-60 mètres. Toutes ces masses sont sensiblement verticales dans le plan du filon. L'ensemble de l'alignement des amas est long d'environ un kilomètre (Fig. 41).

La structure suivie par les minéralisations est recoupée par des failles Nord-Sud, plongeant vers l'Est. C'est du moins ce que suggère l'examen des plans topographiques de Monte Onixeddu. La minéralisation de Monte Onixeddu était exclusivement plombifère. La galène

(1) Collection des Gîtes Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 4516

contient un peu de blende, de pyrite et de cuivre gris.

Les minéraux de gangue sont représentés à peu près uniquement par de la barytine, et un peu de quartz déterminant une légère silicification à proximité des masses minéralisées. Tant par sa morphologie que par sa minéralogie, Monte Onixeddu ressemble donc à la partie supérieure du Contact de San Giovanni, au-dessus de la zone enrichie en blende.

L'ALIGNEMENT NEBIDA-S'ACQUA RESI (1)

A cheval sur les feuilles au 1/25000e Nebida et Buggeru, se trouve une langue de schistes ordoviciens, de direction Nord-Sud, longue de 50 kilomètres environ, et dont la largeur ne dépasse pas 300 mètres, et est souvent beaucoup plus réduite. Ces affleurements schisteux ne sont pas continus sur toute la longueur de la structure, ceux-ci s'interrompant au niveau de Punta Cortis. Comme de bien entendu ces schistes suivent une vallée. L'existence de celle-ci est-elle déterminée uniquement par l'existence des schistes ou suit-elle également une faille responsable du pincement des schistes dans le calcaire ? Vers le Sud, la lentille schisteuse est nettement limitée par une faille à la hauteur de Masua. Ceci est beaucoup moins évident vers le Nord mais pourrait tout de même correspondre à la réalité, compte tenu de l'existence, sur la feuille de Buggerru de nombreuses langues schisteuses en contact par faille avec le calcaire, la direction tant des failles que des schistes étant alors systématiquement Nord-Sud. L'ensemble des terrains plonge vers l'Est. Les amas minéralisés sont interstratifiés dans le calcaire. Ils sont à peu près totalement oxydés. Ces amas sont généralement pauvres en surface (5% de zinc au maximum), puis s'enrichissent en atteignant des teneurs de 20 à 30 %. A la base de la zone riche se trouve généralement une zone enrichie en galène, celle-ci se présentant en rognons ou en filonnets courts et irréguliers. L'oxydation descend au-dessous de cette zone dans la partie sulfurée du gisement le long des diaclases, et principalement le long des joints de stratification. Les sulfures sont représentés par la blende et la pyrite. Leur importance économique ne paraît pas considérable, tant du fait du tonnage présent que du fait des teneurs faibles et de la présence de pyrite abondante. Cette minéralisation sulfurée peut aussi se rencontrer au mur des masses oxydées (masse San Marco de S'Acqua Resi, niveau +270). L'oxydation se poursuit au moins jusqu'au niveau +170. A l'Est de cet alignement d'amas zincifères se trouve un autre type

(1) Collection des Gîtes Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 4518 et 4520.

de minéralisation, cette fois plombifère. Il s'agit de filons Est-Ouest à pendage Sud. De puissance variable (de moins d'un mètre à quatre mètres), ces filons sont constitués de quartz et de galène argentifère avec calcite et barytine subordonnées, la teneur en argent variant de 700 à 5000 grammes par tonne de concentré de galène (F. SARTORI, L. TESTA, 1920).

Les principaux filons de ce type sont ceux de Nebida :

- Fortuna, subvertical, long de 90 mètres pour une puissance moyenne de 4 mètres, exploité jusqu'au niveau -107, et tenant 1200 à 1800 gr/t d'argent.
- San Giovanni, plus à l'Est, prolongeant exactement Fortuna, long de 230 mètres, puissance de 2, exploité jusqu'au niveau +3. La teneur en argent y variait de 2,5 à 4 kg/t.
- Gutturru s'Orgiu enfin, se prolongeant jusqu'au grès et riche seulement au contact calcaire-grès (E. FADDA PASELLA, 1931).

Masua comportait six filons minéralisés analogues. Il ne semble pas que de telles minéralisations aient été connues plus au Nord.

SCALITTAS (1)

Située à l'Ouest de S' Acqua Resi, cette mine comporte deux amas principaux, le filon Garibaldi et la Masse Congo, tous deux sensiblement allongés selon une direction Nord-Sud, qui correspond à une direction de faille bien visible ici. Au niveau actuellement travaillé par l'AMMI, (niveau +70), la Masse Congo est encore complètement oxydée, alors que le filon Garibaldi ne comporte que des sulfures.

La minéralisation du filon Garibaldi est essentiellement blendeuse. La blende est de couleur brun foncé, et se présente en veinules dans le calcaire, ce dernier étant fortement recristallisé, et parcouru par d'innombrables veinules de calcite et de dolomie blanche.

(1) Collection des Gîtes Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 4519

Au microscope, outre évidemment la blende, on note la présence d'un peu de galène, de pyrite, de chalcoppyrite. Cette dernière se présente toujours en inclusions arrondies, très fines, dans la blende. Il ne semble pas toutefois qu'il s'agisse d'exsolutions, aucune orientation n'apparaissant dans la disposition des inclusions de chalcoppyrite.

Signalons enfin la présence de nombreux cristaux de quartz, automorphes ou xénomorphes, disséminés çà et là dans le minerai.

MONTE ANNA

Monte Anna semble n'être rien d'autre que le prolongement vers le Nord de la structure de Scalittas. Ici la stratification du calcaire est orientée N 20 E, et cette direction est également celle de failles. Ces failles sont parfois soulignées par l'existence de langues de schistes siluriens peu importantes, pincées dans l'accident.

Je n'ai que peu de renseignements sur Monte Anna, cette mine ayant eu une existence éphémère et les travaux étant maintenant innaccessibles. Toutefois les plans topographiques des travaux indiquent nettement que ces amas étaient allongés selon une direction N 20 E, et qu'ils étaient par conséquent, plus ou moins concordants avec la stratification et la direction des failles de la zone. Le minerai de Monte Anna était à peu près exclusivement zincifère.

CANALGRANDE

Cette petite mine est située au-dessus de la vallée de Cala Domestica, à proximité immédiate de Punta Bousse. L'éloignement de tous centres habités, les difficultés des communications, et surtout l'absence totale d'eau en ce point, font que les travaux qui y ont été effectués ont toujours eu peu d'ampleur. Reprise par la Montevecchio SIPZ en 1954, cette mine a alors fait l'objet de quelques travaux de recherches un peu plus poussés, sans que l'exploitation en soit reprise.

Au point de vue lithologique, les terrains dans lesquels se trouve encaissés la majeure partie de la minéralisation sont constitués d'une alternance extrêmement compliquée de roches carbonatées (calcaire et dolomies) et de grès variés (grès micacés, psamites), voire de roches assez nettement schisteuses. Les variations latérales de faciès sont assez fréquentes et rapides. Par conséquent, nous sommes ici dans la partie tout à fait supérieure de

L'ensemble est recoupé par de nombreuses failles. Les plus importantes sont sensiblement Nord-Sud, et suivent par conséquent la direction des bancs.

Elles sont parfois soulignées par de petits dykes de roches éruptives (en particulier au Sud de la Punta Bousse). Ces failles viennent buter sur un accident N 35 E. D'autres failles N 60-70 E, d'importance plus réduite, sont décrochées par les accidents précédents.

Les minéralisations sont généralement stratiformes, encaissées indifféremment dans les calcaires ou les dolomies, et parfois nettement en relation avec les failles NS (Bousse I, Crepa I) ou N 35 E (Bousse X, niveau 150) où il existe également un amas interstratifié sans relation visible avec la tectonique cassante. Les amas sont longs de 10 à 30 mètres, très aplatis, leur puissance étant en général de 4-5 mètres. Leur extension verticale n'est pas connue, la minéralisation continuant au-delà de la profondeur maximale atteinte par les exploitations, sauf en ce qui concerne une masse au Sud de Punta Bousse, qui se ferme à 60 mètres sous l'affleurement. Les colonnes riches des amas ont un pitch net vers le Nord. La minéralisation est mixte plomb-zinc, les teneurs des deux métaux étant sensiblement identiques, de l'ordre de 5-6 %. La presque totalité du minerai est oxydée, sous forme de cérosite et de smithsonite. La galène est peu argentifère (350 gr/t de concentré). La blende, ferrique, contient un peu de cadmium. La pyrite semble abondante, les oxydés contenant une notable quantité de limonite. Il existe quelque peu de cuivre, au moins sous forme de chalcopryrite. Il ne semble pas qu'il y ait de barytine.

Signalons enfin, un peu plus au Sud, sur le flanc Sud-Est de la Punta Pintau, des filonnets de quartz, calcite et barytine contenant de la galène très riche en argent (plus d'un kg/t de concentré).

PLANU SARTU (1)

Cette concession, qui appartient à la Pertusola, se trouve immédiatement au Sud de Buggeru, sur le plateau dominant le village, et très près de la mer. C'est à cause de cette situa-

(1) Collections des Gites Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 1967.

tion, et de l'existence d'une fissuration particulièrement importante que le gisement a dû être abandonné à proximité du niveau 0, bien que ne présentant pas encore de signes d'épuisement.

Le gisement de Planu Sartu est situé entièrement dans le calcaire, au contact d'un banc dolomitique formant le mur. Ce contact calcaire-dolomie est faillé. Le miroir de faille, de direction N 20 E, plongeant de 70 à 80° vers l'Ouest, est bien visible dans la carrière Nord. Cette direction N 20 E est soulignée, dans le fond de cette même carrière, par quelques petits dykes de diabase, minces et courts. Enfin, bien que la direction des couches soit peu visible, il est probable que celle-ci est très voisine, sinon confondue avec cette direction N 20 E.

Calaminaire en surface, le minerai devenait blendeux en profondeur. La partie oxydée du gisement, épuisée depuis longtemps, ne m'est connue que par la littérature et par des échantillons déposés à la collection des Gîtes Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris.

Selon L. de LAUNAY, (Gîtes Minéraux et Métallifères, t. 3, p. 224), le gisement était constitué de cinq veines principales de calamine interstratifiées, séparées par des septa de calcaire stérile. Ces calamines très riches (la teneur atteignant, et dépassant même 40 %), présentent tous les faciès habituels de ces roches. Toujours très vacuolaires, elles sont rubannées, concrétionnées, géodiques, etc... Signalons l'existence de formes scalénoédriques, creuses, pouvant atteindre une longueur de plusieurs centimètres et résultant probablement de la cristallisation de la calamine sur de la calcite géodique en scalénoèdres (forme assez fréquente par ailleurs dans les gisements de l'Iglesiente), suivie d'une dissolution de la calcite dont le moule subsiste en creux sous une écorce de calamine de quelques millimètres d'épaisseur.

Du point de vue minéralogique, cette calamine est constituée à peu près exclusivement de smithsonite. L'hémimorphite n'existe qu'en très faible quantité. L'hydrozincite semble absente des échantillons que j'ai eu la possibilité d'étudier.

Deux échantillons d'une calamine blanche, friable, poreuse, d'aspect crayeux appartenant à la collection des Gîtes Minéraux de l'Ecole des Mines sont attribués à l'hydrozincite.

Toutefois ces échantillons ne présentant aucune luminescence aux rayons ultra-violet, il est extrêmement probable qu'il s'agisse tout simplement de smithsonite très pure. D'autre part, je n'ai jamais rencontré d'hydrozincite en Sardaigne en masses importantes, mais seulement en enduits très minces tapissant les cavités de calamine. Il n'en reste pas moins que la présence d'hydrozincite semblant assez générale dans tous les amas calaminaires de l'Iglesiente, elle devrait probablement exister aussi à Planu Sartu.

Smithsonite et hémimorphite sont très finement cristallisées, en grains xénomorphes isométriques, de 0,01 mm environ, disposés en mosaïque. Au voisinage des cavités de la roche, la taille des grains augmente brutalement et il se forme autour de la cavité une auréole de quelques dizaines de millimètres à un millimètre d'épaisseur, constituée de cristaux dont la taille peut atteindre 0,1 mm.

La cérusite coexiste toujours avec la smithsonite, bien qu'en faible quantité. Elle aussi se présente en cristaux xénomorphes. Il subsiste toujours un peu de blende et de galène résiduaire, fortement corrodées par leurs oxydés. La pyrite est généralement présente, et son oxydation semble obéir à la loi du tout ou rien, des cristaux automorphes de pyrite, sans traces d'oxydation, coexistant avec des fantômes entièrement transformés en limonite.

La masse de la calamine est parsemée de fins cristaux de quartz assez abondants. Enfin des filonnets de quartz et de galène auraient recoupé la masse de calamines. Le plus important de ces filons, tenant 1700 gr d'argent par tonne de concentré, était interstratifié comme les calamines. (L. de LAUNAY, op. cit.).

La disposition de la minéralisation parallèlement à la stratification se retrouve dans la zone sulfurée. Celle-ci est minéralisée principalement en blende claire et finement cristallisée imprégnant le calcaire. La pyrite est nettement subordonnée, la galène très peu abondante.

La teneur en zinc est nettement plus faible dans cette partie sulfurée (5-7 %) que dans les calamines. Ces dernières résultent donc d'un enrichissement accompagnant l'oxydation, par re-concentration per descensum du zinc provenant de la partie supérieure du gisement, aujourd'hui érodée, et ceci en dépit de la grande mobilité de la smithsonite.

MALFIDANO

Malfidano et le chantier annexe de Caitas représentent l'un des plus gros gisements de zinc de Sardaigne, puisqu'environ un million de tonnes de métal en a été extrait.

Malfidano fut tout d'abord exploité pour le plomb et, de ce fait, provoqua la ruine des exploitants successifs au début de la seconde moitié du XIX^e siècle. En 1866 fut découvert le gisement de calamine qui allait entraîner un développement énorme du village de Buggerru, dont la population devait atteindre près de 20.000 habitants au début du siècle. Il est très regrettable qu'aucune archive de cette période d'activité intense de Malfidano ne soit encore disponible. Durant les dernières années de vie de la mine (fermée en 1960 par la Pertusola), l'activité y fut faible, et les documents de cette époque ne sont que de peu d'intérêt sur le plan géologique, le plus gros des minéralisations ayant été défilé bien avant.

Aussi n'ai-je que très peu de renseignements sur cette mine, les travaux souterrains étant tous innaccessibles, et la grande carrière ne permettant que peu d'observations. Dans sa plus grande dimension horizontale l'amas de Malfidano allongé selon une direction N 30 W, atteignant 100 mètres de long sur 15 à 20 de large (L. de LAUNAY, Gites Minéraux et Métallifère, t. 3, p. 225). Caitas n'est autre qu'une partie de Malfidano décrochée par une faille. Calaminaire et très riche en surface, le gisement devenait plus pauvre et blendeux en profondeur, comme dans le cas de Planu Sartu. Selon A. CAVINATO (Giacimenti minerari p. 155), la minéralisation aurait été particulièrement riche dans les zones où le Calcaire Métallifère était spécialement bréchifié, sans que la nature de cette brèche soit explicitée (brèche tectonique ? brèche de dissolution ?).

Les amas calaminaires étaient recoupés par des filons de quartz et galène Est-Ouest (L. de LAUNAY, op. cit.).

MONTE REXIO

La production de Monte Rexio, petite mine située au SW de Malfidano, provenait d'amas calaminaires Nord-Sud, situés près du contact du Calcaire Métallifère avec une langue de schistes vraisemblablement ordoviciens pincée par des failles Nord-Sud dans le calcaire.

PLANU DENTIS

Ce gisement affleurerait au col entre les deux montagnes de Planu Dentis au Nord et de Pira Roma au Sud. " Il consiste en un réseau de fentes parallèles occupant la place des lignes de stratification des calcaires avec les masses principales formées par le renflement de ces couches et constituant des colonnes calaminaires qui diminuent d'épaisseur avec la profondeur. Les parties les plus riches se trouvent au contact même avec les schistes ".

(L. de LAUNAY, Gites Minéraux et Métallifères, t. 3, p. 227).

J'ajouterai à cette description le fait que le contact schistes ordoviciens-Calcaire Métallifère est ici un contact par faille sensiblement Nord-Sud parallèle à la stratification du calcaire. La faille est particulièrement bien visible à l'entrée des galeries débouchant sur le flanc Est de la montagne, à proximité de la route Buggerru-Pira Roma. Elle est soulignée par l'existence d'une importante salbande côté schiste et d'une zone très silicifère, de 40 à 60 centimètres de puissance côté calcaire.

Les calamine (sauf en ce qui concerne l'existence de l'hydrozincite, certaine ici), sont en tous points identiques à celles de Planu Sartu. Aussi n'en parlerai-je pas plus longuement. La galène existant dans ces calamines contient, outre un peu de blende en plages amiboïdes, à réflexions internes jaunâtres, d'assez nombreuses inclusions allongées d'un minéral à nombreuses macles polysynthétique dont les caractères optiques sont ceux de la dufrenoy-site.

PIRA ROMA, SAN LUIGI (1)

Ce petit amas est de découverte assez récente, les premiers travaux ayant eu lieu vers 1950. C'est actuellement le seul amas blendeux qui soit exploité dans la région de Buggerru, l'exploitant étant la S. M. M. Pertulosa. San Luigi se trouve entre S' Acqua Resi et Planu Dentis. On y accède par une piste venant de Buggerru, et servant à l'évacuation du minerai, la laverie se trouvant à Buggerru.

Les caractères de ce gisement rappellent très exactement ceux de Planu Dentis. Le corps minéralisé se trouve en effet immédiatement au mur de l'une des deux langues de schistes ordoviciens affleurant ici.

(1) Collection des Gites Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris (N° 4525)

Celles-ci sont orientées Nord-Sud, plongeant vers l'Ouest. Comme à Planu Dentis, la teneur décroît rapidement quand on s'éloigne du toit schisteux. Située principalement dans le calcaire, ici de couleur gris sombre, la minéralisation " déborde " légèrement dans les schistes sur une vingtaine de centimètres au contact avec le calcaire. Une faille N 30 E décroche l'extrémité Nord du gisement.

La minéralisation utile est à peu près exclusivement blendeuse, la teneur moyenne se situant autour de 4 % de zinc métal. Le minerai est assez pyriteux. Il imprègne finement le calcaire, en donnant parfois à celui-ci une structure rubannée par alternance de lits stériles et de lits riches en sulfure. Comme dans le cas de tous les minerais étudiés précédemment le premier sulfure à avoir cristallisé est la pyrite, ici très polymorphe. Le faciès framboïdal est courant, plus que dans les autres minerais de l'Iglesiente. Les dimensions des framboïdes sont toutefois nettement supérieures à celles des framboïdes décrits précédemment, et leur structure n'est jamais aussi nette (Photo 55). Leur diamètre est de 10 à 20 μ et les éléments constitutifs des framboïdes toujours fortement cubiques. Ces framboïdes sont toujours groupés en amas ovoïdes dont la taille peut atteindre 4-5 mm dans sa plus grande dimension et contenant jusqu'à environ 200 framboïdes dans le plan de la préparation (Photo 56). Quant au " ciment " de ces nuages de framboïdes, c'est généralement la galène. La pyrite peut aussi être automorphe. Sous ce faciès, elle est fréquemment brisée et les autres sulfures de la roche en cimentent les débris. Cette pyrite automorphe dérive, au moins pro parte, de la recristallisation de framboïdes, ainsi que le prouve l'existence de nombreuses formes intermédiaires. Il semble que le processus de recristallisation de la pyrite débute généralement par la coalescence de plusieurs framboïdes, ceci allant de pair avec la disparition de la structure interne des framboïdes. La bordure des nuages de framboïdes est la première à être touchée par ce phénomène.

Non moins fréquemment, la pyrite présente ici une structure en atoll dans la blende. Les anneaux de pyrite, fermés ou brisés, de forme souvent très irrégulière, peuvent être emboîtés concentriquement formant des atolls complexes, toujours emballés dans la blende (Photo 57).

La blende est claire, très finement cristallisée, et sans aucune inclusion d'autres minéraux métalliques, sauf, de façon tout à fait exceptionnelle, un peu de chalcoppyrite. Rien ne

permet de penser qu'il puisse s'agir d'exsolutions.

D. di COLBERTALDO (1965) attribue une origine détritique à une partie de la blende de San Luigi. Aucune des observations microscopiques de ces minerais que j'ai pu faire ne me conduit à souscrire à cette interprétation. La galène est peu abondante en général, bien que l'on rencontre parfois des concentrations locales assez considérables de ce minéral. Elle recoupe nettement la blende et la pyrite, et ne contient aucune inclusion.

Il n'y a pas de gangues, sauf un peu de quartz, absolument analogue à celui des minéralisations de type blendeux de San Giovanni. Des filonnets de calcite blanche, largement cristallisée, recourent la roche.

Dans les schistes, la minéralisation est identique à celle décrite ci-dessus. Elle est très nettement interstratifiée, des lits sulfurés de quelques millimètres alternant avec les lits schisteux. La blende y contient de nombreuses paillettes de muscovite, ne montrant pas d'orientation préférentielle, longues de 0,10-0,15 mm pour une largeur de 20 μ environ (Photo 58). Quelquefois, un lit sulfuré présente un renflement local pouvant lui faire atteindre une épaisseur d'un centimètre, en écartant fortement les lits schisteux.

Le fait de trouver la même minéralisation tant dans le calcaire que dans les schistes ordoviciens, de part et d'autre d'une faille, indique clairement que la cristallisation de la minéralisation telle qu'on peut l'observer actuellement est post-tectonique. Rien ne permet de dater avec certitude la faille, mais il est probable qu'il s'agit d'une faille hercynienne, des failles sensiblement Nord-Sud ayant pu être datées dans l'Iglesiente comme ayant cet âge, ainsi que nous l'avons vu dans les chapitres précédents.

3-3-2-3- LA PARAGENESE A GALENE ET BARYTINE

Cette minéralisation semble spécifique de la région de l'Orrida où l'on rencontre de nombreux amas ou filons interstratifiés, contenant uniquement de la galène et de la barytine, à l'exclusion de tout autre minéral visible macroscopiquement.

Appartiennent à ce type les minéralisations de Monte Cuccheddu (Scavo Brassey), de Monte Serau, les amas de S'Ega s'Acqua, et probablement, au moins en partie, ceux de Malacalzetta.

La morphologie de ces minéralisations est variable puisqu'il s'agit soit d'amas, soit de filons. Leur importance économique est elle-même variable. Ce qui fait leur unité est leur paragenèse, le fait qu'ils soient toujours interstratifiés, et plus encore, la texture particulière du minerai.

C'est la carrière de s'Ega s'Acqua qui a fait récemment l'objet de travaux de recherches de l'AMMI, et qui est maintenant abandonnée, que je prendrai comme type de cette minéralisation. Cette carrière se trouve immédiatement à l'Est de s'Arcu Sa Cruxi. Le calcaire encaissant la minéralisation est loin d'être compact comme l'est normalement le calcaire métallifère. Ici, il se débite en plaques de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur (" Calcaire feuilleté " de J.P. BENZ, 1964). Cette particularité ne semble pas tenir, comme le pense cet auteur, au fait que le calcaire ait subi ici une lamination particulièrement intense. Au contraire, il s'agit certainement d'un phénomène purement sédimentaire. Le débit particulier de cette roche est dû en effet à l'existence de fins joints schisteux, bien visibles au microscope, joints en parfaite concordance avec la stratification. On ne voit pas comment dans des calcaires purs, une simple lamination, purement mécanique, pourrait provoquer l'apparition de minéraux phylliteux. Cette particularité du calcaire est au contraire en rapport avec le grand développement des calcschistes dans cette zone, et avec l'existence de récurrences de calcaire dans les schistes de Cabitza. (1)

La stratification étant ainsi bien marquée on constate que les couches sont très redressées (70° environ). Leur direction est Nord-Sud. Vers l'Ouest, le calcaire passe aux calcschistes de s'Arcu sa Cruxi. Vers l'Est, une faille N-S le met en contact avec une langue de schistes rouges.

La minéralisation est localisée exclusivement dans le calcaire (Fig.43). Nettement interstratifiée dans l'ensemble, la minéralisation est dans le détail disposée en stockwerk :

(1) Plus connus ici sous leur dénomination locale ancienne de " phyllades de Malacalzetta "

la direction dominante des filets minéralisés étant nettement celle de la stratification, de courtes bretelles, en général peu oblique sur la stratification, relie des veines rigoureusement parallèles à celle-ci. Cette minéralisation est assez irrégulière, la puissance des veines, toujours faible (quelques dizaines de centimètres au maximum), variant rapidement en direction. La texture du minerai est particulière, et absolument caractéristique de ce type de gisement.

La barytine est très finement cristallisée, la dimension des cristaux ne dépassant guère le millimètre. On n'observe jamais de barytine largement cristallisée comme dans tous les autres gisements de l'Iglesiente qui en contiennent (1). De couleur blanc-grisâtre, elle passe facilement inaperçue au premier coup d'oeil, sa couleur et sa cassure saccharoïde la laissant facilement confondre avec le calcaire encaissant.

La galène se présente soit en filonnets, soit en masses irrégulières dans la barytine. La granulométrie des cristaux de galène est remarquablement constante, non seulement ici, mais pour l'ensemble des gisements de ce type, tous les cristaux ayant 2-3 mm d'arête. On n'y note pas de traces de déformations mécaniques.

Au microscope, on note que cette galène est assez pure. Les seuls autres minéraux qui y sont associés ont un peu de blende, de pyrite, et de cuivre gris. Les cristaux de cuivre gris sont très petits (10 à 20 μ au plus), vermiculaires ou amiboïdes. De telles inclusions existent de façon systématique dans tous les échantillons étudiés. Moins fréquentes sont celles de blende et surtout de pyrite, toujours amiboïdes, et souvent plus grosses (jusqu'à 200 μ au moins). Il arrive assez fréquemment que de telles inclusions de blende soient entourées d'une sorte de nuage de cristaux de cuivre gris formant une auréole de quelques centièmes de millimètres d'épaisseur autour de la blende (Photo 59). Fréquemment, la galène s'enfile dans les clivages de la barytine, ce qui rend probable la postériorité de la cristallisation de la galène par rapport à celle de la barytine.

L'oxydation est réduite, bien que nous soyons ici très près de la surface topographique.

(1) Exception faite de la barytine du toit du gisement d'Arenas, qui sera décrite ci-dessous.

On note toutefois l'existence d'un peu de cérusite et d'anglésite, parfois en filonnets recoupant la masse de la barytine.

Au même type se rattachent sans aucun doute les minéralisations à allure plus nettement filonniennes de Sa Noddizzera et de Monte Cuccheddu. Celles-ci, irrégulières et sans grande continuité horizontale, s'étendent sur une longueur de près de 1500 mètres. Les principales minéralisations se rencontrent aux deux extrémités de l'alignement, d'une part à Sa Moddizzera, d'autre part entre Monte Cuccu Mannu et Monte Cuccheddu. Les deux ont fait l'objet de travaux pour plomb mais actuellement la seule exploitation qui y soit implantée est la petite exploitation pour barytine de Sa Moddizzera.

Les caractères macroscopiques et microscopiques de la minéralisation sont exactement semblables à ceux du minerai de S' Ega s' Acqua. La puissance des filons minéralisés varie de 1-2 centimètres à 2-2,5 mètres.

Il en va de même pour le petit filon NNW-SSE principalement barytique, exploité à Monte Serrau.

Genèse de ces gisements

Concordants en grand, souvent discordants dans le détail, ces gisements peuvent par conséquent, soit être synsédimentaires, des remaniements locaux rendant compte des petites discordances entre la minéralisation et la stratification, soit simplement épigénitiques. Comme toujours, trancher de façon certaine entre les deux hypothèses est hasardeux. Toutefois, ces minéralisations étant toujours nettement liées aux plans de fracturation les plus évidents, je pencherai plutôt pour une origine épigénitique de ces gisements.

3-3-2-4- LA PARAGENESE A BLENDE ET PYRITE

Je regrouperai dans ce chapitre un certain nombre de minéralisations encaissées dans le Cambrien, et présentant deux points communs :

- Leur richesse en pyrite est telle que l'exploitation pour pyrite est possible dans les amas sulfurés, et que les parties oxydées ont parfois été exploitées pour le fer.

- Toutes sont encaissées dans la zone des alternances, au sommet des grès, ou bien à la base de la dolomie grise.

CAMPO PISANO (1)

La mine de Campo Pisano est située à la sortie Sud de la ville d'Iglesias. Exploitée par la Monteponi-Montevecchio, c'est la plus grosse minéralisation de ce type actuellement connue.

La minéralisation est encaissée dans des dolomies grises à noires en profondeur, jaunâtres et recristallisées à l'affleurement. Ces dolomies se trouvent, géométriquement, au mur d'une lentille de grès du Cambrien inférieur. Le contact entre ces deux formations plonge d'une quarantaine de degrés vers l'Est. Le fait que les roches du contact soient bréchiques, et que l'on retrouve les dolomies au-delà des grès, au toit de ceux-ci, donc en position stratigraphique normale, fait penser à l'existence d'une faille inverse ayant remonté un lambeau de grès au-dessus des dolomies. Le faible pendage du contact est du reste compatible avec l'existence d'une faille inverse.

Cette faille vient buter en profondeur sur une autre faille, normale cette fois ci, pentée de 80° vers l'Est, au-delà de laquelle affleurent les dolomies dont le plongement est un peu plus faible que celui de la faille. Cette faille normale, dont l'orientation est ici N 10 W est l'un des plus grands accidents de l'Iglesiente. On la suit en effet sur une quinzaine de kilomètres à vol d'oiseau, depuis Funtana Perda, au Sud, jusqu'à la zone de Candiazzus au Nord. Elle recoupe par conséquent tout l'anticlinal de Genna Bogai, où son passage est marqué par des affleurements de roches éruptives, et notamment par un grand dyke de porphyroïde recoupant l'anticlinal.

Je signalerai dès maintenant l'existence de minéralisations d'importance fort inégale, mais appartenant toutes au même type à blende et pyrite, le long de cet accident. Ce sont du Nord au Sud, Candiazzus, l'indice de Canonica, au Nord d'Iglesias, Campo Pisano, Genna Luas et enfin Funtana Perda. Cette particularité a conduit la Monteponi-Montevecchio à solliciter

(1) Collection des Gîtes Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 4513

un permis de recherches recouvrant l'ensemble de cette structure, qui fait actuellement l'objet de travaux de prospection.

Les roches éruptives sont bien représentées à Campo Pisano. Cette mine est en effet remarquable par la quantité de diabase visible soit en affleurements, autour du puits, soit dans les travaux. Ceci permet de préciser les divers modes de gisements de cette roche, qui sont assez variés et laissent à penser que la mise en place de ces diabases s'est étalée sur un laps de temps assez long. Certaines, bien visibles entre autre au niveau -65, constituent des sortes d'arbres dans la dolomie, des " branches " de diabase se ramifiant à partir d'un " tronc ". Une telle morphologie suggère l'idée d'une mise en place de la diabase dans un milieu encore imparfaitement consolidé, et l'épisode volcanique leur ayant donné naissance serait par conséquent synsédimentaire. Ces diabases contiennent d'ailleurs du verre, chose rare ici, et indice d'un refroidissement brutal. Aucune liaison des diabases de ce type avec la fracturation des dolomies n'est par ailleurs visible.

Il n'en va pas de même pour d'autres diabases, en filons ou en cheminées nettement liées à la fracturation et en particulier aux failles appartenant à la grande ligne de dislocation Funtanà Perda-Candiazus. Il existe enfin des brèches volcaniques diabasiques (niveau -45), (A. MARCELLO, I. SALVADORI, P. ZUFFARDI, 1965), remplissant des cheminées.

Les roches sont malheureusement trop altérées pour qu'une étude plus poussée, notamment celle de leur composition chimique, puisse être effectuée. La minéralisation est, en gros, interstratifiée, discordante dans le détail. Encaissée dans les dolomies, son toit est constitué par la lentille gréseuse reposant sur celles-ci.

Comme pratiquement pour toutes les minéralisations de l'Iglesiente, il existe à Campo Pisano des oxydés et des sulfures.

Les oxydés constituent évidemment la partie affleurante du gisement, et plongent vers l'Est comme les terrains qui les renferment. Exactement limités au toit par les grés, leur mur est très irrégulier, des apophyses de minerai s'enfilant dans les fissures du mur.

La caractéristique minéralogique et chimique principale de ces oxydés est leur richesse en

limonite, donc en fer. Ceci ne saurait surprendre, le minerai sulfuré dont ils dérivent étant principalement pyriteux. Exploités uniquement pour zinc, ils sont considérés comme économiquement valables à partir d'une teneur de 20-25 % en zinc métal, la teneur en fer étant alors d'environ 30 %. Le zinc s'y trouve à peu près exclusivement sous forme de smithsonite. Le minerai est souvent compart, brun-rouge ("calamine-foie" des mineurs) à cause de sa haute teneur en fer.

Il n'y a pas de corrélation stricte entre les teneurs en fer et en zinc de ces calamines. Les échantillonnages effectués font apparaître une augmentation du rapport Zn/Fe d'une part avec la profondeur sur une même verticale, et d'autre part lorsqu'on s'éloigne du toit du gisement (A. MARCELLO, I. ZUFFARDI, I. SALVADORI, op. cit.). Une telle zonalité n'apparaissant pas dans les amas sulfurés, force est donc d'attribuer ce phénomène à la grande mobilité du zinc à l'état oxydé, mobilité qui tend à le séparer du fer moins apte à se déplacer. Toutefois, mis à part ce comportement différent du fer et du zinc, on constate que l'oxydation s'est faite pratiquement in situ, les oxydés étant relayés en profondeur par les sulfures. Localement il apparaît dans ces calamines des mouches de cinabre, associées à des oxydés de cuivre (azurite et malachite). Ces minéraux proviennent sans doute, comme leurs homologues de San Giovanni, de l'altération de cuivre gris mercurifère. On y relève aussi quelques concentrations locales d'anglésite et de cérusite.

Chose assez surprenante, les sulfures apparaissent à proximité de la faille normale limitant le gisement vers l'Est. Cette faille, ou tout au moins son dernier mouvement, est postérieure à la mise en place des sulfures puisque ceux-ci sont bréchifiés de façon intense à son contact. Les failles étant généralement des zones de circulation d'eau, il est par conséquent étonnant qu'un minerai aussi oxydable qu'un mélange de pyrite et de blende occupe une telle position, et ce d'autant plus qu'au même niveau, des oxydés peuvent exister à l'Ouest des sulfures, plus éloignés de la faille que ceux-ci.

La minéralisation sulfurée de Campo Pisano a une composition assez uniforme. Elle est composée en moyenne de 50 % de pyrite, et de 15-20 % de blende, la dolomie représentant le reste de la roche.

cristaux les plus gros sont toujours brisés, et recimentés soit par la dolomie, (Photo 60) soit par la blende. Je n'ai jamais rencontré de pyrite framboïdale dans les échantillons de ce gisement que j'ai pu étudier, et aucune mention n'en est faite dans la littérature.

Une partie du sulfure de fer, apparemment homogène à l'oeil nu, se révèle au microscope comme étant constitué de marcasite. Celle-ci présente le plus souvent une structure concrétionnée, les concrétions ayant une structure fibro-radiée.

La blende, de couleur très claire, est finement disséminée dans le minerai. Elle est souvent concrétionnée elle aussi.

La galène est rare, et sa répartition dans le minerai n'est pas uniforme. Elle n'apparaît en effet qu'en certains points du gisement, sans qu'il apparaisse une loi de répartition de ces zones plombifères.

Le cuivre gris est, lui aussi, exceptionnel. Les rares plages de ce minéral que j'ai pu observer dans la blende étant trop petites, il n'a pas été possible d'en obtenir même une analyse qualitative à la microsonde. Je n'ai pas observé d'autres minéraux métalliques dans la paragenèse de Campo Pisano, qui donc, est extrêmement pauvre. L'ordre de cristallisation apparent est normal, pyrite et marcasite ayant cristallisé en premier, suivies par la blende et enfin par la galène. A noter toutefois l'existence de structure concrétionnées où alternent les dépôts de sulfures de zinc et de fer.

Il n'y a pas de gangues; tout au plus peut-on noter une légère silicification de la dolomie au voisinage de la minéralisation, et une dolomie blanche, pas toujours présente, mais existant parfois au mur de la minéralisation. Cette dolomie blanche passe graduellement à la dolomie grise habituelle, et représente en somme la " dolomie géodique " qui accompagne habituellement les minéralisations plombo-zincifères de l'Iglesiente.

Le minerai renferme des blocs de dolomie de taille variable, souvent anguleux, ne montrant qu'exceptionnellement des traces de métasomatose par les sulfures.

Quant aux relations des diabases avec les minéralisations, on peut seulement dire que les

diabases en filon recoupent toujours le minerai. Mais toutes les diabases, quel que soit leur mode de gisement, contiennent des traces de pyrite, voire de blende, en petits cristaux disséminés dans la roche, sans qu'il soit possible d'établir avec certitude si ces sulfures sont génétiquement liés à la diabase et contemporains de celle-ci ou s'ils s'y sont mis en place postérieurement, à la faveur des phénomènes d'altération affectant ces roches.

FUNTANA PERDA

Située à environ 1,5 km au Sud de Campo Pisano, la mine de Funtana Perda est située elle aussi sur la grande faille Funtana Perda-Candiazus. Le niveau stratigraphique minéralisé est ici plus bas qu'à Campo Pisano, puisque les sulfures sont installés dans les lentilles dolomitiques de la série des alternances.

Funtana Perda est actuellement encore au stade des recherches et de la préparation du gisement, mais on peut d'ores et déjà affirmer que la minéralisation y est identique à celle de Campo Pisano. Les seules différences sont la valeur moins élevée du rapport blende/pyrite, et l'absence à peu près totale de galène (A. MARCELLO, I. SALVADORI, P. SUFFARDI, 1965).

C'est sur les minerais de Funtana Perda qu'ont été décrites des structures sédimentaires (P. ZUFFARDI, 1965). Visibles macroscopiquement sur des sections polies d'échantillons préalablement orientés, ces structures sont de divers types : stratification entrecroisée, graded-bedding, figures de charge. Toutes sont dues à l'agencement des cristaux de pyrite soulignant la stratification. Très jolie, entre autre, est la photographie publiée par P. ZUFFARDI d'un gros grain de pyrite déformant les couches de dolomie sous-jacentes, alors que celles qui le recouvrent ne sont en rien dérangées. On peut évidemment expliquer ces structures par l'action d'une métasomatose conservatrice, analogue à celle qui transforme en pyrite ou marcasite le test des Ammonites. Mais je rappellerai que de tels phénomènes de "pyritisation" non destructrice ne sont pas visibles de façon indiscutable, tant à Campo Pisano qu'à Funtana Perda.

Il est donc très probable qu'au moins une partie du minerai de Campo Pisano-Funtana Perda ait une origine synsédimentaire, probablement vulcanogène, compte tenu du grand développement des diabases en ce point.

La paragenèse elle-même de ces gisements n'est pas sans rappeler de très près celle de Meggen (Westphalie) tant par les espèces minérales représentées, que par les teneurs des différents éléments. Ors, les minéralisations de Meggen sont indiscutablement synsédimentaires. Dans le fait que les minéralisations de Campo Pisano-Funtana Perda soient discordantes dans le détail, il faut sans doute voir le résultat de remises en mouvement des sulfures lors des phases tectoniques ayant affecté le gisement, de la même façon que la belle régularité des minéralisations pyriteuses de Meggen, Rammelsberg, Sainbel, toutes synsédimentaires, disparaît au niveau des charnières des plis affectant la couche de sulfures.

AUTRES GISEMENTS DU MEME TYPE

CANDIAZZUS (1)

La mine de Candiazzus est située sur la partie Nord de la grande faille de Campo Pisano. La faille recoupe ici des terrains sensiblement orientés Est-Ouest, et appartenant aux niveaux des alternances ou de la dolomie rayée.

La minéralisation présente des caractères très analogues à ceux de Campo Pisano. Là aussi, elle est concordante sur la stratification en grand, mais ne l'est généralement pas dans le détail.

Plusieurs niveaux stratigraphiques sont minéralisés. Tous sont carbonatés, qu'il s'agisse de lentilles dolomitiques intercalées dans les grès, des dolomies au contact immédiat des grès (ce contact est ici normal) ou de bancs dolomitiques situés à une dizaine de mètres du mur de la dolomie. La minéralisation se présente dans tous les cas sous forme d'un chapelet de lentilles suivant l'horizon considéré, la puissance des lentilles étant de l'ordre du mètre.

On note que ces lentilles s'épaississent fortement au passage des failles, donnant alors des colonnes de grès de dix mètres de puissance. Le minerai de ces colonnes est le plus souvent bréchique. (S. PRETTI, I. SALVADORI, 1965).

(1) Collection des Gites Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 4517.

Sur le plan minéralogique, le minerai de Candiazzus est constitué à peu près exclusivement, comme celui de Campo Pisano, de pyrite, marcasite et blende. Ces minéraux présentent fréquemment un faciès colloforme, et leur ordre de cristallisation apparent montre l'existence de nombreuses récurrences. La galène et la chalcoppyrite sont présentes, mais toujours en très faible quantité, et leur cristallisation est postérieure à celle de la pyrite, de la marcasite et de la blende.

LES " MINES DE FER " DE L'ORRIDA (1)

Toujours à ce même type de minéralisation se rattachent les petits amas ferrifères situés à l'Ouest de l'Orrida : Antas, Bueddu, Punta Rosmarino.

Dans tous les cas, il s'agit d'amas limonitiques contenant quelques pour cent de zinc à l'état oxydé. Le fait que la teneur en zinc soit ici bien inférieure à la normale ne saurait nous surprendre, puisque nous avons vu qu'à Campo Pisano, le zinc tendait à se concentrer à la base de la zone oxydée, et qu'ici seule la partie superficielle de ces oxydées est bien connue. De toute façon l'importance économique de ces gisements est extrêmement faible, tant à cause du tonnage réduit de minerai que des teneurs (40 % environ en fer, 1-2 % en zinc).

A l'intérieur de certaines boules de limonite, on trouve parfois des masses sulfurées, composées principalement de pyrite et de marcasite (Photo 61), avec blende accessoire. Si les carrières de Bueddu et de Punta Rosmarino, se trouvent sur une faille mettant en contact la dolomie (qui est la roche encaissante de la minéralisation) et les grès, le contact semble normal à Antas.

Ce chantier d'Antas, appartenant à la Société FIAT, est le seul à avoir encore une certaine activité, très réduite d'ailleurs.

Le minerai s'y trouve encaissé dans la dolomie grise bien stratifiée de direction Est-Ouest, à une dizaine de mètres au-dessus du contact avec les grès, par conséquent exactement dans la même position stratigraphique qu'une des séries de lentilles de Candiazzus. Ici, l'alignement de lentilles minéralisées s'étend sur près de trois kilomètres, les lentilles, puissantes de 1 à 2 m, étant toujours bien interstratifiées, et suivant toujours le même horizon stratigraphique.

(1) Collections des Gites Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 4627.

3-3-3 LE GISEMENT DE TINY-ARENAS (1)

Cet important gisement de plomb, qui est sans conteste le plus original des gisements de l'Iglesiente, ayant déjà été abondamment décrit dans un travail récent (J.P. BENZ, Le gisement plombo-zincifère d'Arenas (Sardaigne), 1964), je rappellerai seulement ici ses principales caractéristiques.

Situé à une quinzaine de kilomètres au Nord d'Iglesias dans le massif de l'Orrida, le gisement d'Arenas-Tiny est exploité en découverte par les deux sociétés Pertusola et Monteponi-Montevecchio. La première en possède la partie la plus importante, au Nord du gisement (Arenas), tandis que la seconde exploite la terminaison Sud (Tiny). La limite des deux concessions est absolument arbitraire, et il est impossible de dissocier Arenas de Tiny lors d'une étude géologique. Ce gisement est connu depuis aussi longtemps que la plupart des autres gisements sardes, et de nombreux travaux de recherche, ainsi que quelques tentatives d'exploitations, remontent à la fin du siècle dernier. Toutefois, en raison de l'irrégularité du gisement, des gros problèmes d'enrichissement posés par la nature du minerai, toutes ces tentatives se soldèrent par de cuisants échecs.

La reprise moderne des travaux date de la période d'autarcie fasciste. Il est amusant de signaler que ces recherches consistèrent uniquement, après une campagne géophysique, en cinq sondages. De ces sondages, quatre furent positifs, et fournirent des carottes de galène à peu près pure, longues de plusieurs mètres. Les cotes de ces minéralisations étant sensiblement alignées, il n'en fallut pas plus pour laisser croire qu'il s'agissait d'un seul et même corps minéralisé et par conséquent, étant donné l'extension de la minéralisation et sa puissance, d'un gisement d'une richesse extraordinaire.

(1) Collection des Gites Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 4626.

D'où un grandiose projet selon lequel une ville nouvelle, Galenia, devait être construite sur le site d'Arenas pour l'exploitation de cette prodigieuse minéralisation, tout comme Carbo-nia était déjà sortie de terre pour l'extraction du lignite du Sulcis. Un puits fut foncé (Puits Lheraud), et il fallut tout de suite déchanter : les quatre sondages avaient touché quatre petites lentilles minéralisées, d'importance économique absolument négligeable...

C'est à la fin de la guerre que l'exploitation effective débuta, la vraie nature du gisement ayant enfin été reconnue. La production actuelle de l'ensemble Arenas-Tiny est d'environ 700 tonnes/jour d'un tout-venant tenant de 2 à 6 % de plomb, principalement sous forme de cérusite avec accessoirement un peu de blende et des oxydés non récupérables par flottation (anglésite et mimétite entre autre). Cette composition du minerai rend fort délicates les opérations de laverie : la coexistence dans le minerai de cérusite et de galène, rend délicate l'opération de sulfuration. Si celle-ci est insuffisamment poussée, une partie de la cérusite n'est pas récupérée, si elle est trop poussée, une partie de la galène est déprimée et perdue. Le minerai étant argileux, il convient également de procéder à un débourbage compliqué et onéreux. Inutile d'ajouter que dans de telles conditions, les stériles de laveries contiennent encore une proportion non négligeable de plomb.

3-3-3-1- LE CADRE GEOLOGIQUE

Le gisement de Tiny-Arenas se trouve à 2-300 mètres à l'Ouest du petit massif de granite de l'Orrida, dans une zone où le métamorphisme du contact se fait encore sentir, bien qu'il soit relativement faible. L'auréole métamorphique est en effet très réduite sur le flanc Ouest du granite et le gisement d'Arenas-Tiny correspond pratiquement à sa limite. Par contre, au Nord, l'auréole est beaucoup plus importante, sans doute en raison de l'existence de jonctions entre le granite de l'Orrida et celui du Monte Linas affleurant à quelques kilomètres au Nord.

Au granite de l'Orrida sont associées des tactites : tactites à magnétite (Cuccurru Medau Arenas, Terras Nieddas) ou tactites à plomb et zinc ayant localement une importance économique non négligeable (Scavo Margherita, Pinna Perda).

Les terrains impliqués par ce métamorphisme de contact sont essentiellement des schistes mal datés (ordoviciens ou cambriens ?) et le Calcaire Métallifère. Les premiers sont transformés en banaux schistes tachetés tandis que le calcaire devient nettement cristallin, et prend une couleur d'un blanc pur. La taille des cristaux de calcite constituant la roche varie de quelques dixièmes de millimètres à près d'un centimètre, sans qu'il soit possible, en se basant sur l'aspect des schistes les plus proches, d'établir une règle donnant une corrélation entre le degré de métamorphisme et la granulométrie de la roche. Ce calcaire cristallin est en général très peu cohérent, s'effrite au toucher, à tel point qu'il est impossible d'en prélever le moindre échantillon. Il est exceptionnel d'y rencontrer des silicates de métamorphisme. Tout au plus peut-on citer parfois la présence de quelques grenats et plus rarement encore de diopside ou de wollastonite.

Pour en revenir à l'âge des schistes, il est à peu près certain qu'il existe dans les environs immédiats d'Arenas, tant des schistes cambriens que des schistes ordoviciens, mais comme toujours, il est très difficile, vu l'absence, ou tout au moins l'extrême rareté des fossiles, de faire la part exacte des uns et des autres.

En effet, les schistes versicolores affleurant aux environs de la laverie d'Arenas font suite, sans discontinuité, aux calcaires cambriens de Monte Serrau, par l'intermédiaire d'une puissante série de calcschistes. Ces schistes réunissent donc toutes les conditions requises pour être attribués au Cambrien.

L'existence de schistes ordoviciens, elle, est absolument certaine, au moins à Is Cortis, ces schistes contenant des lentilles gréseuses fossilifères (J.P. BENZ, 1964). Les fossiles identifiables qui y ont été trouvés sont d'âge cardocien.

Le seul critère permettant de distinguer ces deux catégories de schistes est assez arbitraire, car uniquement lithologique : comme il a été dit alors de la description de la série stratigraphique type de l'Iglesiente, les schistes ordoviciens sont généralement assez gréseux, caractère qui ne se rencontre jamais dans les schistes cambriens certains. Ceci permet de penser que les schistes encadrant le gisement d'Arenas à l'Est et à l'Ouest sont en totalité ordoviciens. Telle est l'opinion de J.P. BENZ, et j'y souscris volontiers.

Le gisement lui-même est constitué, en gros, par un noyau de calcaire cambrien recouvert par la série schisteuse d'âge ordovicien présumé, l'ensemble étant allongé selon une direction N 20 W. Il est impossible de savoir quels sont l'orientation et le pendage du calcaire, les quelques éléments pouvant éventuellement fournir une réponse à cette question ayant évidemment été effacés par le métamorphisme. Quant aux schistes ils sont subverticaux à l'Est d'un noyau calcaire, plongeant d'une quarantaine de degrés du coté Ouest, le plongement se faisant toujours vers l'Ouest. La structure d'ensemble du gisement est donc celle d'un anticlinal renversé. Le flanc inverse est suivi par une faille de direction moyenne N 20 W dont le rejet, bien que difficilement appréciable, ne semble pas considérable. Cette faille joue pour le gisement le rôle de faille limite, sauf vers Tiny où un petit panneau minéralisé existe à l'Est de cette faille, entre celle-ci et un autre accident de même type et de même direction, située un peu plus à l'Est.

Cette direction N 20 W apparaît également comme étant la direction principale des diaclases le long desquelles s'est produite la dissolution du calcaire aboutissant à la formation du lapiez.

La faille principale se poursuit vers le Nord en suivant à peu près la limite Ouest de l'auréole métamorphique. Il est à remarquer que cette faille est jalonnée sur près de deux kilomètres par de fortes anomalies plomb et notamment par les petits chantiers de Perdu Marras, actuellement au stade des recherches et dont la structure est absolument comparable, en plus petit, à celle d'Arenas-Tiny, et de Pinna Perda, légèrement différent, situé sur une boutonnière calcaire en terrain entièrement schisteux.

3-3-3-2- GEOLOGIE DU GISEMENT

L'essentiel de la minéralisation en plomb exploitée à Arenas-Tiny se trouve réparti dans les terres rouges d'origine karstique. C'est ce que je nommerai le gisement principal. Ces terres reposent toujours sur le calcaire cristallin. Celui-ci, qui constitue le soubassement du gisement, présente une surface extrêmement irrégulière, des replats alternant avec des dents ou des lames calcaires dont la hauteur varie de moins d'un mètre à près de vingt. La base de ces reliefs du calcaire est soit relativement horizontale, en fond de bateau, soit au

contraire fort étroite, allant se fermer progressivement en profondeur sur une zone plus ou moins diaclasée. Il s'agit donc d'un lapiez typique.

Celui-ci est recouvert par les terres minéralisées. L'ensemble est à son tour recouvert par une lame de quartz extrêmement irrégulière, dont la puissance varie de moins d'un mètre à plus de dix mètres. Sub-horizontale sur les parties orientale et centrale du gisement, cette lame de quartz suit le plongement général des couches vers l'Ouest, au toit du gisement.

Le quartz ("quartzite" des mineurs) présente vers le bas des apophyses pouvant avoir une longueur de plusieurs mètres, pénétrant largement dans les terres, et pouvant même venir directement au contact du calcaire sous-jacent. On trouve aussi des blocs anguleux de quartz complètement isolés au milieu des terres.

Le sommet du gisement est coiffé par des roches ayant en général une forte teneur en barytine. Ces roches sont assez variées dans le détail, et la plus répandue est une roche d'aspect conglomératique, à matrice schisteuse et à éléments de barytine. Cette roche passe progressivement à son sommet aux schistes normaux.

Pour terminer la description de cette coupe synthétique du gisement, il convient d'ajouter que la faille limite située à l'Est du gisement est principalement dans la partie Sud (Tiny et chantier Frederico d'Arenas), au contact de grenatites minéralisées.

D'autre part, il existe également des skarns minéralisé (Carrière Margherita).

Les terres karstiques

Elles constituent pratiquement la seule partie exploitable du gisement d'Arenas. Leur puissance est très variable, du fait même de leur mode de gisement. On peut toutefois leur attribuer une puissance moyenne de l'ordre de 3-4 m.

Vers le bas, la couche de terres débute généralement par une mince pellicule d'argile blanche, très plastique, à toucher savonneux (d'où le nom de "sapone" que lui ont attribué les mineurs). Cette couche d'argile a une épaisseur variant de quelques millimètres à

10-20 centimètres. Du point de vue minéralogique, il s'agit de kaolinite et d'halloysite (J.P. BENZ, 1964). Le contact avec le calcaire n'est pas absolument franc, car l'argile apparaît dans les derniers centimètres du calcaire, et sa proportion par rapport à la calcite augmente progressivement jusqu'à la couche d'argile pure. Localement cette argile est colorée en noir par des oxydes de manganèse (l'argile blanche comporte de fines dendrites dans les fentes). Ce " savon " constitue une infime partie des terres. La masse principale, brune, rouge, jaunâtre, suivant les points, est composée d'illites, d'un peu de chlorite, et d'une proportion variable d'oxydes et d'hydroxydes de fer et de manganèse. Ces terres contiennent éventuellement des fragments de quartz, des grenats (sans que ceux-ci correspondent forcément à un calcaire grenatifère sous-jacent), des nodules d'hématite et goethite.

Les terres rouges sont généralement au sommet de la couche de minerai, les terres brunes et noires en occupant plutôt la base.

Vers le sommet, on note en général la présence de cristaux de barytine dans les terres. Ce minéral est présent sous forme de très fines lamelles dans les terres, mais il devient nettement plus abondant au sommet de la couche.

La minéralisation est diffuse dans les terres. Elle est de plus irrégulière, la teneur variant de 1 à 6 % de plomb métal. Cette particularité complique beaucoup l'exploitation, l'alimentation de la laverie devant se faire autant que possible à teneur constante. La minéralisation étant pratiquement invisible à l'oeil, même pour une personne exercée, on a recours sur les fronts de taille à la réaction de sulfuration, pour déterminer, de façon évidemment approximative, la teneur des terres.

Ceci se fait tout simplement en projetant sur le front de taille du sulfure de sodium au moyen d'un pulvérisateur à main. Cette méthode a l'avantage, par rapport à l'utilisation du " Jérôme " couramment utilisé en prospection minière, de ne signaler que les minéraux flottables à l'attention du mineur, la sulfuration constituant la condition " sine qua non " de la récupération en laverie. Il est bien évident en effet que la plus grande partie du plomb contenu dans un gisement comme Arenas se trouve sous forme oxydée, les sulfures et sulfosels n'existant qu'à l'état résiduel. Arenas constitue un véritable paradis pour le minéralogiste,

tant le minéral est varié du point de vue des espèces minéralogiques présentes. Y ont été reconnus les minéraux suivants : (E. BILLOWS, 1941 - I. URAS, 1957 - J.P. BENZ, 1964), galène, blende, pyrite, plombs antimoniés, cuivre gris, mispickel, cérusite, anglésite, linarite, dufrénite, spangolite, planchéite, azurite, malachite, smithsonite, hydrozincite, hémimorphite, mimétite, bindheimite, massicot, gypse, soufre, barytine, plattnerite, chalcantinite, etc...

Cette variété minéralogique n'est évidemment pas aussi intéressante pour l'exploitant, la plupart des minéraux plombifères cités ci-dessus n'étant pas récupérables car rebelles à la sulfuration. Heureusement, le minéral plombifère le plus abondant est la cérusite. Le plus souvent, celle-ci est très finement cristallisée, et invisible à l'oeil nu. Exceptionnellement, elle apparaît macroscopiquement, sous forme de longues aiguilles blanches groupées en amas géodiques ou en filonnets dans les terres. La mimétite est relativement abondante, puisqu'elle représente environ 12 % du plomb total du gisement. On la rencontre principalement au sommet des terres, et sa présence à cet endroit est sans doute à rapprocher de la présence de mispickel vers la base du quartz.

Le troisième oxydé de plomb présentant quelque importance à Arenas est évidemment l'anglésite, qui est exclusivement localisée sur la galène. La galène tient environ 7 % du plomb total du gisement. On la rencontre soit en boules dans les terres, soit le plus souvent en petits filons irréguliers, montant du calcaire et se poursuivant dans les terres. Cette galène à gros grains, est associée à du quartz largement cristallisé, parfois à un peu de barytine.

Au microscope, on ne note pas de traces de lamination dans cette galène. Les inclusions y sont peu abondantes. On y relève simplement la présence d'un peu de blende, de pyrite, d'un peu de cuivre gris (dans les clivages de la galène) de covellite, et exceptionnellement, de chalcopyrite.

Lorsque de telles minéralisations présentent une allure filonienne, leur direction est N 15-20 W, donc en coïncidence avec la direction de fracturation la plus développée.

Le quartz

Le quartz du gisement d'Arenas ("quartzite" des mineurs) est pratiquement stérile. Son épaisseur est très variable, mais il est toujours présent au-dessus des terres. Si son toit est à peu près régulier, il n'en va pas de même pour le mur qui suit plus ou moins fidèlement les irrégularités de la surface du calcaire.

La base du "quartzite" est toujours très fracturée, les blocs étant cimentés par des oxydes de fer et des terres, et il y a nettement passage continu entre un faciès de terres à blocs de quartz jusqu'au quartz massif très peu fissuré.

Ce "quartzite" est une roche blanche à grain fin (la granulométrie est inférieure à 50 μ), à structure engrenée, ce qui confère une grande dureté à la roche. Les cristaux de quartz contiennent des inclusions de carbonates vers le mur de la couche, et des phyllites vers le sommet, la roche pouvant alors devenir grisâtre si la teneur en matériel phylliteux devient assez forte. Rien d'extraordinaire à cela, puisque la plupart des "quartzites" de l'Iglesiente montrent la même particularité. Plus intéressante est l'existence de phénomènes de recristallisation du quartz, beaucoup plus développés ici que dans les autres "quartzites", semble-t-il. Ces phénomènes sont marqués par l'existence de plages plus largement cristallisées, passant progressivement au fond finement microcristallin normal de la roche, et par la présence de véritables filonnets quartzeux, disposés en stokwerk. Notons également la présence (surtout à Perdu Marras Est) de géodes tapissées de cristaux de quartz fortement allongés, pouvant atteindre une longueur de 20-25 millimètres pour un diamètre de 3-4. Parfois, et principalement vers le sommet de la couche, on note dans le quartz la présence de box-works cubiques, provenant sans doute de la dissolution de sulfures (pyrite ?). Il arrive, en effet, que quelques cristaux de pyrite ou de galène puissent se rencontrer vers le toit de quartz. La pyrite forme même parfois des nodules dans le quartz, ceux-ci se signalant de loin à l'attention du géologue par leurs associations avec des sulfates jaunes verdâtres, en enduits dans les fissures du quartz. De la mimétite a été signalée comme ayant le même mode de gisement (J.P. BENZ, 1964), mais je n'en ai personnellement pas rencontré.

Les formations barytiques

D'une puissance variant de 0 à une dizaine de mètres, elles font suite vers le haut au " quartzite ". Ces roches font la transition entre le " quartzite " et les schistes du toit. D'aspect varié, elles ont comme caractéristique commune d'être minéralisées en barytine. Leur présence n'est pas absolument constante, et les schistes reposent parfois directement sur le " quartzite ". Mais à Arenas-Tiny, il est rare que, ce que les mineurs appellent la " barytine du toit ", manque.

Dans le cas où les schistes reposent directement sur le " quartzite ", on note une importante silification des schistes, sur une épaisseur de quelques décimètres (Perdu Marras Est).

Les formations barytiques débutent avec l'apparition, tout au toit du " quartzite ", de cocardes ou de filets de barytine. Cette zone de transition est souvent fortement tectonisée, ce qui ne saurait surprendre, étant donné la différence des caractéristiques mécaniques des roches en présence. Signalons la présence possible, mais non constante, dans cet horizon, de bancs schisteux gris-verdâtres à lits de sulfures (pyrite, blende, galène) et mispickel. La formation barytique proprement dite, consiste en une couche de 2-3 mètres de puissance de barytine massive, ou de schistes barytiques. La couleur de l'ensemble est rouge-brunâtre, assez foncée, à cause de la présence d'hématite finement disséminée dans la roche.

La barytine massive se trouve généralement à la base de la formation. Sa puissance est en général de l'ordre de quelques dizaines de centimètres. Sa granulométrie est fine, analogue à celle de la barytine de la paragenèse à galène et barytine de S' Arcu Sa Cruxi. Puis des amandes de grande taille de barytine pure sont isolées les unes des autres par des joints schisteux. On arrive ainsi progressivement au " conglomérat barytique " où des nodules de barytine, de taille centimétrique, sont isolés dans une abondante matière schisteuse. Les nodules de barytine sont le plus souvent monocristallins. Quant à la matrice, sa composition est variable, car si elle renferme toujours une partie schisteuse, elle peut se charger de sulfures (pyrite et galène principalement), de barytine très finement cristallisée, ou d'hématite.

Naturellement, sulfures et hématite s'excluent mutuellement, car nécessitant lors de leur cristallisation des conditions physico-chimiques fort différentes, mais l'un et l'autre peuvent

coexister avec la barytine. Les formations barytiques passent progressivement vers le haut aux schistes gréseux du toit.

Les formations métamorphiques d'Arenas-Tiny

Les formations métamorphiques d'Arenas-Tiny intéressées par la minéralisation sont essentiellement les roches vertes du Scavo Margherita et les grenatites de Federico et de Tiny.

Les grenatites

Des lentilles de grenatites apparaissent à Tiny et dans la partie Sud d'Arenas (Federico), le long de la faille limite du gisement.

Ces roches de couleur verdâtres, sont constituées exclusivement de grenats. Leur cohésion est en général très faible. La taille des grenats est variable, mais ne dépasse pas 3-4 millimètres de diamètre. L'analyse chimique indique que cette roche est constituée à peu près uniquement de grenats andradite (V. ROSSETTI, in I. URAS 1957), tandis que grossulaire, pyrope et almandin auraient une importance volumétrique très faible, les spessartites étant exceptionnels. Mais les grenats ayant ici de fortes anomalies optiques, et étant en particulier zonés, on peut se demander si toutes ces espèces minérales existent réellement dans le gisement, ou si cette zonalité ne reflète pas des variations de composition chimique rendant compte de l'analyse de la roche. Les grenatites d'Arenas-Tiny sont toujours richement minéralisées en plomb, la teneur moyenne y étant de 6 % environ. La minéralisation est constituée de galène, à peu près entièrement oxydée en cérusite, et remplissant les interstices entre les grenats.

Les roches vertes

Pour l'ensemble Arenas-Tiny, on ne les connaît qu'au Scavo Margherita, au Nord-Ouest de la carrière d'Arenas. Leur étude est rendue fort complexe par l'intensité de la tectonique de la zone puisque cette partie du gisement se trouve au toit d'une faille N 40 W qui n'est autre qu'une branche de la faille limite du gisement principal. Quant à la faille elle-même, elle continue vers le Nord, en gardant sensiblement sa direction primitive, en direction des chantiers de Perdu Marras et Pinna Perda.

Il semble que la série complète soit, à Margherita, la suivante (de bas en haut) :

- Le calcaire cristallin
- Une couche de calcaire vert jaunâtre clair, où se développent des minéraux de métamorphisme (trémolite, épidote, zoïzite).
- Les " roches vertes " proprement dites.

Alors que les calcaires à minéraux sont généralement rubannés, les roches vertes sont compactes. Elles sont constituées principalement de trémolite et de diopside, avec en moindre proportion, du diopside, des grenats, un peu d'idocrase, du quartz.

Les roches vertes sont le principal horizon porteur de la minéralisation qui a été exploitée ici. Cette minéralisation est très différente de celle habituelle d'Arenas. Tout d'abord, la blende, qui apparaît déjà à l'état de traces dans les calcaires à minéraux sous-jacents, prend ici une importance considérable, alors qu'elle est exceptionnelle dans le gisement principal. Assez foncé et finement cristallisée, elle contient de nombreuses inclusions de chalcopryrite, vermiculaires, très allongées, toutes parallèles entre elles (Photo 62). Il s'agit donc sans ambiguïté d'exsolutions, ce qui indique une température de cristallisation élevée. Ce fait est confirmé par l'existence de pyrrhotite. Celle-ci se rencontre le plus souvent en inclusion de forme irrégulière, à contours déchiquetés, dans la blende et la galène. Un peu de pentlandite est associée à la pyrrhotite. Cette dernière est fréquemment substituée par la pyrite et la marcasite et il est de ce fait que les plages mixtes pyrrhotite-pyrite ou pyrrhotite-marcasite sont de règle générale.

L'ordre de cristallisation semble normal, la blende étant nettement recoupée par la galène. Quant à la pyrite, rien ne permet d'affirmer qu'il en existe à l'état primaire. Au moins la plus grande partie provient de la transformation de la pyrrhotite.

Un autre minéral absolument caractéristique de cette paragenèse est la fluorite. Peu courante dans l'ensemble, elle devient localement très abondante. Il s'agit de fluorite jaune verdâtre, largement cristallisée. Ses rapports cristallographiques avec les sulfures ne permettent pas de lui attribuer par rapport à ceux-ci un âge de cristallisation relatif. Enfin, je signalerai comme minéraux tout à fait accessoires, présents dans cette paragenèse, le

zircon et la proustite. La cristallisation du zircon paraît avoir été très précoce, puisque des cristaux brisés de ce minéral sont cimentés par la blende qui, comme il a été dit ci-dessus serait le premier sulfure à avoir cristallisé.

Quant à la proustite, elle se présente en petits filets recoupant tant la blende que la galène. L'oxydation reste très peu importante dans tout ce niveau.

Puis vient une zone d'alternance de cornéenne, calcaire cristallin et schiste (correspondant à l'étage des calcschistes et à la base des schistes cambriens ?). La base en est faiblement minéralisée en oxydes de plomb et zinc.

L'ensemble est recouvert de schistes gréseux contenant parfois un peu de barytine et représentant sans doute un faciès particulier de la formation barytique normale.

L'ensemble de ces formations a le même pendage que le toit du gisement principal. Il est découpé par des failles inverses ayant la direction des couches à pendage subvertical, et par des failles Est-Ouest, plus récentes plongeant vers le Nord.

Ceci fait qu'il est impossible d'observer en entier sur une même verticale la coupe décrite ci-dessus qui résulte seulement de la synthèse des observations faites au Scavo Margherita.

3-3-3-3- PERDU MARRAS

Au lieudit Perdu Marras, situé au Nord de la carrière d'Arenas et 300 mètres à l'Est du puits Lheraud, se trouvent deux recherches connues sous le nom de Perdu Marras Est et Perdu Marras Ouest. Ces recherches sont séparées par une petite vallée dépourvue d'affleurement, le sol végétal étant fort important dans cette partie de l'Orrida. D'autre part, des sondages implantés sur Perdu Marras suggèrent que cette vallée suive une faille du faisceau de la faille limite d'Arenas. Une autre faille N 10 W limite vers l'Est Perdu Marras Est.

En plus petit nous retrouverons à Perdu Marras Est la même structure que dans le gisement

principal d'Arenas, à savoir des terres karstiques reposant sur un lapiez de calcaire cristallin, l'ensemble étant surmonté d'une lame de quartz, elle-même recouverte par les schistes gréseux attribués à l'Ordovicien. Les phénomènes de recristallisation du " quartzite " sont plus importants ici qu'à Arenas-Tiny.

Comme à Arenas, ce sont les terres qui sont minéralisées. La principale différence entre les deux gisements tient au fait qu'à Perdu Marras Est il n'y a aucune trace de formation barytique.

Quant aux possibilités économiques du gisement, elles sont évidemment assez réduites du fait de la faible taille du horst de Perdu Marras Est (une centaine de mètres de long sur quelques dizaines de large). Au-delà de la faille Ouest du Horst, on retrouve par sondage les schistes gréseux, puis on arrive à Perdu Marras Ouest.

Ici, les choses se présentent différemment. Il n'existe rien qui rappelle le gisement principal. Le métamorphisme de contact y est fort mais irrégulier; outre des paquets de grenatite de formes capricieuses (et qui sont malheureusement stériles), on note qu'une partie des schistes est transformée en cornéennes. Les parties métamorphosées ont, elles aussi, une géométrie compliquée et capricieuse. Il ne s'agit donc pas, au moins dans la plupart des cas, de bancs de nature différente, et de ce fait plus particulièrement sensibles au métamorphisme.

Les cornéennes sont faiblement minéralisées en plomb et zinc, mais teneur et tonnage trop faibles excluent toute possibilité d'exploitation. Notons enfin, au toit de Perdu Marras Ouest la présence d'un petit conglomérat barytique en tous points analogue à celui d'Arenas-Tiny.

3-3-3-4- PINNA PERDA (1)

Pinna Perda est situé encore plus au Nord, à un kilomètre environ de Perdu Marras, dans le ravin au-delà du col de Genna Caru. Abandonnés depuis longtemps ces travaux sont pour

(1) Collection des Gites Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 4528

la plupart inaccessibles, et là encore les affleurements sont rares, ce qui nuit à la précision des renseignements que l'on peut tirer de ce gisement.

Celui-ci est situé sur une structure analogue à celle de Perdu Marras Est. Il s'agit nettement d'une boutonnière calcaire, longue de 300 m. environ, pour une largeur de moins de cent, entourée de toutes parts par les schistes et les roches métamorphiques. La direction de l'allongement est N 20 W. La lentille calcaire est suivie à peu près le long de son axe par une faille N 20 W faisant partie du faisceau de la faille du toit d'Arenas. De part et d'autre du calcaire, les schistes plongent régulièrement, dessinant un anticlinal sensiblement droit.

Sur le flanc Est, il s'agit de schistes gréseux. Sur le flanc Ouest, il est probable qu'il s'agit de schistes cambriens, leur aspect étant assez différent, la granulométrie de la roche plus fine. Quelques lentilles de calcschistes se rencontrent d'ailleurs entre calcaire et schistes, sur ce même flanc Ouest, alors qu'il n'en existe pas de l'autre côté.

Pinna Perda se trouve à proximité immédiate de la terminaison de la zone de métamorphisme de contact, bien que celui-ci y soit encore intense, et marqué entre autre par la présence de roches vertes et de grenatites.

Tout comme pour Arenas-Tiny et Perdu Marras, il s'agit d'un gisement complexe, où co-existent plusieurs types de minéralisations très différentes les unes des autres.

Sur le flanc Est de l'anticlinal, une couche de quartz et des terres s'intercalent entre le calcaire et les schistes. Quelques travaux y ont été poussés (Galerie Bonino) mais, semble-t-il, sans succès.

Les roches vertes et les grenatites, affleurant principalement sur le flanc Est, renferment une minéralisation diffuse analogue à celle des roches vertes de Margherita et des grenatites de Tiny et Federico, à ceci près que les grenatites de Pinna Perda renferment non seulement du plomb mais aussi du zinc sous forme de blende, ce qui n'est pas le cas à Arenas. Mais la production principale de Pinna Perda a eu comme provenance des filons de quartz minéralisés en galène, qui recoupent le calcaire. Le plus important, reconnu au niveau 414

par la galerie Forgia (J.P. BENZ, 1964), de direction N 25 W, a été exploité sur 40 mètres de long, la puissance étant d'environ un mètre. Un certain nombre de petites fractures à minéralisation analogue, de direction sensiblement Nord-Sud, ont également été reconnues, mais sans succès.

Le problème de la continuité Nord-Sud de la structure entre Tiny et Pinna Perda

Les résultats de sondages implantés au col de Genna Caru, à mi-chemin entre Perdu Marras et Pinna Perda suggèrent qu'il y ait une certaine continuité de la structure minéralisée entre les deux mines. Les sondages ont en effet retrouvé le quartz sous la couverture de schistes gréseux.

Les choses se compliquent en ce qui concerne le hiatus Arenas-Perdu Marras. Rien ne permet pour le moment d'établir s'il y a ou non continuité. La carte géologique nous apprend qu'Arenas est décalé vers l'Ouest par rapport à Perdu Marras. Deux explications peuvent être proposées : ou bien une faille Est-Ouest suivant la dépression où passe la route qui dessert le village d'Arenas, décroche vers l'Est la partie Nord du gisement, ou bien Perdu Marras constitue non pas le prolongement d'Arenas, mais celui du petit gisement situé au delà de la faille du mur du gisement, constitué par la partie la plus orientale de Tiny.

La vallée du San Giuseppe qui sépare le gisement du massif granitique de l'Orrida étant dépourvue d'affleurements au Nord de ce panneau de la carrière de Tiny, il est actuellement impossible de trancher la question. Les travaux de recherches préconisés par J.P. BENZ dans son mémoire permettraient seuls de résoudre ce problème.

3-3-3-5- LA GENESE DU GISEMENT D'ARENAS

L'identité des formations minéralisées de Tiny-Arenas, Perdu Marras, et Pinna Perda étant nettement établie, il est bien évident que les problèmes de genèse sont les mêmes dans les trois cas. Il est non moins évident qu'en raison de la diversité des minéralisations qui s'y rencontrent, la genèse de ce gisement est complexe, et que de nombreux facteurs plus ou moins indépendants les uns des autres sont intervenus au cours de la formation du gîte.

Les minéralisations des roches vertes

Malgré leur grande complexité sur le terrain (qui d'ailleurs relève plus de facteurs purement tectoniques que d'une complexité intrinsèque de la minéralisation), elles sont faciles à interpréter, car il s'agit de minéralisations pyrométasomatiques typiques : " Il (les minéralisations pyrométasomatiques) s'agit de concentrations formées au contact, ou à une certaine distance de roches granitoïdes et dans des roches initialement carbonatées (calcaire et dolomies). Ces roches carbonatées ont été profondément transformées en roches silicatées (tactites ou skarns) et il y a des preuves évidentes que ce métamorphisme fut accompagné d'un apport (métasomatose ou métasomatisme). " (P. ROUTHIER, Les gisements Métallifères, p. 497).

C'est bien à un tel type que se rattachent ces minéralisations. On voit, en effet, nettement le passage calcaire-roches vertes au Scavo Margherita, et les silicates qui envahissent la roche carbonatée sont bien ceux que l'on rencontre typiquement dans de tels gites. De plus, la blende foncée à exsolutions de chalcopryrite, la présence de pyrrhotite, indiquent nettement une température de cristallisation élevée du minerai.

Aux minéralisations des roches vertes, on peut donc attribuer un âge hercynien, celles-ci étant syn-granitiques.

Les grenatites

Les grenatites sont bien évidemment aussi des roches dont l'origine est à rechercher dans le métamorphisme de contact. Elles posent toutefois un problème plus délicat à résoudre en ce sens qu'on ne sait guère à partir de quelle roche originelle elles se sont formées. J.P. BENZ considère qu'elles sont dues à l'action du métamorphisme sur des terres karstiques antéhercyniennes. Cet auteur est arrivé à cette conclusion en considérant les rapports mutuels du calcaire cristallin et des grenatites, celles-ci s'enfilant parfois dans les anfractuosités de celui-là, de la même manière que les terres karstiques habituelles. Toutefois, la nature minéralogique même de ces grenatites me paraît rendre très peu probable une telle hypothèse. Nous avons vu que le grenat très largement dominant est l'andradite : $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$. La formation d'un tel grenat aux dépens de terres formées à peu près exclusivement d'illite et de chlorites nécessiterait en effet un gros départ d'alumine, et un

fort apport de calcium. En un tel milieu, on attendrait plutôt la formation d'almandite :
 $\text{Fe}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$.

Etant donné l'existence dans cette partie de l'Iglesiente de calcaire à joints schisteux, et même de lentilles de calcschiste incluses dans le sommet de l'étage du Calcaire Métallifère, il me semble possible que ces grenatites puissent dériver de telles roches plutôt que des terres karstiques.

Il est bien connu d'ailleurs qu'à Arenas, des grenats peuvent se développer dans le calcaire cristallin indépendamment des grenatites.

Les filons à quartz et galène

Ceux-ci ne posent pas de problème génétique particulier, leur liaison constante avec les directions de fracturation du calcaire ne laissant planer aucun doute sur leur nature strictement filonienne. Postérieurs à toute tectonique de plissement, ils sont vraisemblablement d'âge hercynien.

La minéralisation des terres

L'origine karstique des terres me paraît suffisamment bien établie tant par leur composition que par leur mode de gisement. Ainsi qu'il a été dit précédemment, il est absolument illusoire de vouloir attribuer un âge à ces terres, étant donné la longueur des périodes pendant lesquelles la masse calcaire a été soumise à un régime d'érosion karstique, érosion d'ailleurs toujours active. Les terres telles que nous les connaissons actuellement ne sont donc que la somme des terres d'âges variés.

Leur caractère le plus remarquable est qu'elles soient minéralisées. Le fait n'est pas exceptionnel puisqu'il a été décrit ailleurs (W. LINDGREN, Mineral Deposits, 3ème éd. p. 390), mais il reste tout de même peu courant, dans l'état actuel des connaissances géologiques, en particulier en ce qui concerne le plomb. Il existe d'ailleurs une différence assez grande, du point de vue morphologique, entre l'exemple cité par W. LINDGREN et Arenas : alors qu'à la mine Bertha, citée par cet auteur, la minéralisation se localise uniquement à la base des terres, ici, la teneur, bien que variable, est indépendante du niveau considéré par rapport au substratum calcaire.

D'où vient le plomb ? Bien sûr du lessivage et de l'altération d'un ou de plusieurs gisements préexistants. Une source de métal non négligeable a dû être constituée par les filons à quartz et galène recoupant le calcaire et qui sont la seule minéralisation de quelque importance de ce calcaire.

Les " quartzites "

C'est, sans doute aucun, l'origine du quartz qui demeure la plus incertaine. La première interprétation qui en a été donnée était celle d'une origine hydrothermale. La carte géologique officielle au 1/25.000, feuille San Benedetto, représente d'ailleurs le gisement d'Arenas comme étant constitué de trois filons quartzeux parallèles sensiblement Nord-Sud. Cette représentation, correspond très certainement à l'allure du gisement avant le début des travaux en découverte, la lame de quartz recouvrant le gisement présentant des apophyses Nord Sud, qui devaient alors seules affleurer.

C'est l'hypothèse qui a prévalu jusqu'à il y a peu de temps. J.P. BENZ a proposé une hypothèse fondamentalement différente, celle d'une silicification pédologique. Pour cela, cet auteur objecte que le quartz ne se rencontre jamais là où la succession stratigraphique est normale, mais seulement au contact calcaire cambrien-schistes ordoviciens.

Beaucoup plus gênant encore est le fait que dans les roches barytiques situées au toit du quartz on remarque des grains de quartz détritiques contenant des inclusions de calcite, ce qui marquerait un remaniement de ce quartz.

Un autre argument sérieux en faveur de cette hypothèse d'une origine pédologique du quartz peut être tiré de la morphologie même du mur du " quartzite " qui, comme il a été dit ci-dessus, est en quelque sorte le négatif du lapiez sur lequel il repose, les creux de celui-ci correspondant, en général, à des dents de celui-là.

Mais une telle origine pédologique n'est pas non plus parfaitement en accord avec tous les faits d'observations.

En particulier, les inclusions carbonatées résiduelles dans le quartz se rencontrent surtout vers le mur du quartz, tandis qu'au toit on trouve principalement des inclusions de séricite.

Ceci a été remarqué par J.P. BENZ, et j'ai pu le vérifier non seulement à Arenas, mais sur d'autres " quartzites " ayant un mode de gisement identique (Nanni Frau, Su Solli, etc...) Ceci implique donc nécessairement que lors de la formation du " quartzite ", le mur calcaire et le toit schisteux existaient déjà. Ce qui exclut la possibilité d'une origine nécessitant une absence totale de couverture du calcaire. Il existe même (Scavo Margherita), des schistes silicifiés au toit de la couche de quartz.

D'autre part, la grande puissance du quartz (jusqu'à plus de dix mètres) rend problématique l'origine proposée par J.P. BENZ. Quant à l'interprétation de ce quartz comme provenant de la recristallisation de grès sous l'influence du métamorphisme, c'est à dire comme étant de véritables quartzites au sens pétrographique du terme, elle me semble à exclure formellement, aucun passage latéral à des horizons gréseux n'étant visible, et des " quartzites " comparables existant dans la région de Buggerru, en dehors de toute zone peu ou prou métamorphique.

Anticipant sur la description des " quartzites " de Buggerru et sur les conclusions que l'on peut en tirer, je dirai simplement ici que l'hypothèse hydrothermale me paraît la plus séduisante. Ceci en grande partie à cause des analogies avec ces autres gisements. Mais aussi en raison de l'existence d'un toit principalement schisteux donc beaucoup moins perméable que le mur calcaire, fait qui a dû grandement contribuer à la canalisation des circulations d'eau à ce niveau.

En admettant que ce quartz soit d'âge hercynien, comme les autres manifestations filoniennes de l'Iglesiente et de l'Arburese (de toute façon dans une telle hypothèse le quartz ne peut être que post-ordovicien puisque son toit devait déjà exister), lors de sa cristallisation la formation du lapiez devait déjà avoir été amorcée lors de l'émersion post-cambrienne correspondant à la phase sarde de l'orogénèse calédonienne.

Ceci peut donc rendre compte de la forme tourmentée de sa surface inférieure. Puis l'érosion karstique continuant son oeuvre, de nouvelles terres sont venues sans cesse s'interposer entre calcaire et quartz, le tassement provoqué par la dissolution du calcaire entraînant la fracturation du quartz, principalement à sa base, des blocs détachés se retrouvant ultérieurement emballés dans les terres.

Le mode de gisement des roches barytiques étant nettement stratiforme, et ce à toutes les échelles d'observations, la première hypothèse génétique qui vient à l'esprit est celle de la syngenèse. Les roches barytiques ne seraient qu'un faciès particulier de la base de l'Ordovicien.

L'existence de barytine sédimentaire est un fait sinon courant du moins connu. Il suffit par exemple d'évoquer les barytines oolithiques noires, situées sur la terminaison de la couche pyriteuse du gisement de Meggen.

Un argument " sédimentariste " vient de la paragenèse même qui se trouve associée à cette barytine. Celle-ci est en effet, soit associée à des sulfures, soit à de l'hématite, ce qui dénote des variations notables de potentiel d'oxydo-réduction d'un lit à l'autre. Ceci semble difficilement compatible avec une origine purement épigénétique de cette barytine. On imagine mal des solutions minéralisantes tantôt oxydantes, tantôt réductrices, circulant à des périodes différentes et déposant des minéralisations de caractère différent sans qu'il y ait jamais de points où les deux minéralisations se recoupent.

Mais plutôt, comme l'a proposé J. P. BENZ, il s'agirait d'un dépôt en milieu peu profond, les variations de potentiel d'oxydo-réduction correspondant aux pulsations de la phase sarde

Quant à l'origine de la barytine, on ne peut qu'émettre des hypothèses invérifiables. Proviendrait-elle du lessivage du calcaire cambrien, dans l'hypothèse où la paragenèse à galène et barytine type S' Arcu Sa Cruxi serait elle-même synsédimentaire ? Du démantèlement des filons barytiques ? C'est ce qui est actuellement impossible de trancher.

3-3-4 LES MINERALISATIONS DES " QUARTZITES "

Particulièrement bien développées dans la région de Buggerru ces minéralisations de " quartzite " sont exclusivement plombifères, et nous verrons qu'elles ne sont pas sans analogies avec celles d'Arenas. Leur exploitation est récente, puisque le premier chantier y fut ouvert vers 1950 par la S. M. M. Pertusola, à Nanni Frau. Outre ce gisement, ont été reconnus les gisements de Su Sollu (actuellement en exploitation) et de Lissandrus (trop peu important pour être intéressant).

Comme on peut en juger en regardant la carte au 1/25.000, feuille Buggerru, le développement des " quartzites " est bien supérieur à celui de ces minéralisations. Mais il n'est pas exclu que les grands filons de " quartzite " de Monserrau et de Segarino ne puissent ultérieurement réserver d'agréables surprises. Ils montrent en effet de fréquents indices de cérusite, rendus particulièrement évidents par l'usage sur le terrain du " Jérôme " ou du sulfure de sodium.

En ce qui concerne les gisement actuellement reconnus, disons qu'il s'agit dans tous les cas de gisements relativement petits, la masse de " quartzite " minéralisée ne représentant guère qu'un million de tonnes de minerai tout-venant pour Nanni Frau et Su Sollu, 200.000 tonnes pour Lissandrus. La teneur en plomb du " quartzite " est de l'ordre de 4 % et le minerai marchand tient 600-700 grammes d'argent par tonne. Le zinc, présent à une teneur de moins de 1 % n'est jamais récupérable.

3-3-4-1- SU SOLLU (1)

Su Sollu a été l'objet de recherches, de la part de la S.M.M. Pertusola, vers 1950. On traça à cet effet une galerie au niveau de la vallée, travail complété par le fonçage d'une petite descenderie de 25 mètres au bas de laquelle on reconnut de part et d'autre une partie du gisement. D'autre part, trois sondages furent exécutés depuis le jour. Enfin un début d'exploitation à ciel ouvert permit de mieux reconnaître les affleurements.

Puis le gisement fut abandonné jusqu'en 1965. A cette date le gisement de Nanni Frau donnant des signes d'épuisement, on s'intéressa de nouveau à Su Sollu, et le résultat des recherches fut tel que l'exploitation fut très rapidement entreprise.

Le " quartzite " de Su Sollu fait suite vers le Nord à la grande barre quartzreuse de Segarino. Le " quartzite " de Segarino, Nord-Sud, s'infléchit pour prendre à Su Sollu une direction à peu près Est-Ouest. Le mur du " quartzite " est dans les deux cas dolomitique (dolomie grise), le mur schisteux (schistes ordoviciens).

L'origine du " quartzite " de Segarino me paraît rendue suffisamment évidente par la structure même de la roche. Celle-ci est en effet constituée d'une matrice de quartz blanc, finement cristallin, englobant de nombreux morceaux d'épontes. Ceux-ci, le plus souvent anguleux, sont plus ou moins silicifiés, mais leur origine est généralement reconnaissable, ne serait-ce qu'au microscope.

En fait de " quartzite ", il ne s'agit donc que d'un filon de quartz installé sur une faille Nord-Sud. Su Sollu correspond à une zone de transition où deux failles Nord-Sud se relaient. La zone de Su Sollu est d'ailleurs très fortement tectonisée. La bande de schistes située au toit du " quartzite " de Segarino ayant environ 200 mètres de puissance, au toit de Su Sollu elle ne dépasse pas quelques mètres, et les schistes y sont intensément broyés, phénomène que l'on observe pas au toit de Segarino. Ceci se traduit, en outre, par l'existence de beaux affleurements schisteux le long de la route de Pira Roma, qui suit plus ou moins le toit du

(1) Collection des Gîtes Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 4521

filon de Segarino, alors qu'aucun affleurement schisteux ne s'observe le long de la route qui longe Su Sollu. Pour la même raison, la galerie de recherche des années 50 ayant touché les schistes en plusieurs points, elle est aujourd'hui impraticable sur sa plus grande longueur, par suite d'éboulement.

Dans l'état actuel des connaissances sur ce type de gisement, il semble que le fait que la couverture schisteuse du gisement soit intensément laminée et d'épaisseur très réduite soit déterminant en ce qui concerne la valeur du gisement, envisagée uniquement sous l'angle des teneurs en plomb.

C'est, en effet, ce qui constitue la différence structurale fondamentale entre " quartzites " minéralisés, et " quartzites " stériles, ou considérés comme tels. Cette remarque ne devrait cependant pas décourager trop rapidement les exploitants et les détourner de toutes recherches sur les " quartzites " type Segarino ou Monserrau. Les recherches qui y ont été faites jusqu'à présent sont en effet notoirement insuffisantes pour permettre de trancher la question de façon certaine, mais il n'en reste pas moins qu'une simple " prospection-marteau " en surface n'y laisse en aucun point apparaître de concentrations analogues à celles de Su Sollu ou de Nanni Frau. Mais, compte tenu du tonnage énorme que représentent ces grands filons Nord-Sud, et de la présence à peu près systématique d'un peu de plomb dans le quartz, leur exploitation pourra peut-être être un jour envisageable. Surtout compte tenu du fait qu'à ces minéralisations filoniennes sont associées des minéralisations résiduelles dans des terres karstiques, ainsi que nous le verrons plus en détail ci-dessous.

Le gisement de Su Sollu est divisé en deux parties, analogues du point de vue géologique, mais correspondant à deux unités distinctes pour le mineur : Trebuzzus à l'Ouest, et Bruncu Su Sollu à l'Est. Un ensellement sépare ces deux unités. Il semble que cet élément de la topographie corresponde à une petite faille Nord-Sud, un léger décrochement (10 mètres environ) se notant au passage de l'ensellement, le compartiment Est, étant remonté vers le Nord. L'existence d'une faille est aussi corroborée par l'absence d'affleurement en ce point, même le " quartzite " disparaissant.

C'est sur Bruncu Su Sollu qu'ont porté spécialement les premiers efforts de recherches : environ 500 mètres de galeries en direction et de recoupes au niveau 524, 80 mètres au 495,

des carrières et sondages. A peine la moitié des travaux souterrains sont encore accessibles. Le reste n'est connu que par un plan géologique sommaire conservé dans les archives de la mine de Buggerru.

Ces travaux montrent que le filon plonge de 50° vers le Nord. En affleurements, il consiste en une masse quartzeuse longue de 150 mètres pour le seul panneau de Bruncu Su Sollu, de puissance variable (de 4-5 à 40 m).

A une dizaine de mètres plus au Sud, dans la partie orientale du panneau affleure un autre petit filon de quartz, de puissance faible (1 à 2 m), visible principalement dans les carrières 5 et 7. Ces affleurements doivent sans doute correspondre à la "masse Sud", reconnue par les travaux souterrains mais malheureusement inaccessible aujourd'hui.

La galerie de Bruncu Su Sollu avait en effet touché deux masses de "quartzites" minéralisées : la masse principale, au toit, et la masse Sud décalée vers le Sud-Est. Les deux masses étaient séparées par un niveau dolomitique, surmontant une langue schisteuse qui se coince en sifflet sous la dolomie, vers l'Ouest. Il n'est pas établi pour le moment qu'il existe une continuité entre les deux masses, mais ceci semble probable, compte tenu des affleurements de Su Sollu. Il s'agit vraisemblablement de deux veines situées dans une même caisse filonienne.

Si le toit de la masse principale est net, il n'en va pas de même du mur. Il est impossible de situer avec précision la position de celui-ci sur un plan géologique détaillé, le "quartzite" passant insensiblement à la dolomie sous-jacente par l'intermédiaire d'une zone silicifiée faisant insensiblement transition entre l'une et l'autre roche, la puissance de cette zone de transition étant de quelques mètres. Seule exception visible à cette règle, les petites veines de quartz recoupant la dolomie à l'entrée de la galerie du niveau 524, veines bien individualisées au sein de la roche carbonatée. Il n'y a pratiquement aucune silicification des schistes du toit. On y note seulement la présence de petites veinules de quartz, dont la puissance est de l'ordre du centimètre, logées dans des fissures des schistes, et qui s'arrêtent à peu de distance du toit du "quartzite".

La minéralisation de cette masse principale est très irrégulière. On peut y observer des concentrations locales où le minerai atteint, voire dépasse, les 10 % de teneur en plomb, mais ces lentilles sont petites et sans continuité. Il suffit pour s'en convaincre de considérer que la lentille minéralisée recoupée par la première traverse de la galerie du 524 ne se retrouve pas dans la seconde traverse, distante de 20 mètres. La minéralisation est également irrégulière en ce qui concerne sa nature, puisqu'on connaît à Bruncu Su Solu des concentrations de sulfures, à peu près uniquement constituées de pyrite, ou encore des concentrations de barytine pratiquement dépourvues de sulfures. Appartient au premier type la zone pyriteuse située au toit de la masse principale, à l'extrémité Ouest de celle-ci, affleurant entre autre dans les carrières 1 et 3, et se retrouvant en profondeur à l'extrémité des deux premières recoupes. Cette zone pyriteuse est très oxydée, et n'est guère marquée que par l'aspect carié du quartz, dont les vides sont tapissés de limonite. Chose surprenante, l'oxydation est moins forte en surface, où la pyrite est encore relativement abondante.

Quant à la barytine, si sa présence est à peu près générale, elle ne donne de concentrations qu'au toit du quartz, dans la partie Est de la masse principale, ("Scavo barite"). Il s'agit toujours d'une barytine très blanche, en tablettes très aplaties, souvent groupées en gerbe.

La galène se présente sous forme de petits cristaux de quelques millimètres, disséminés dans le quartz. Cette dissémination peut être à peu près homogène, mais les cristaux de galène peuvent aussi se grouper en filonnets dessinant un stockwerk dans le quartz, aucune direction préférentielle de ces filonnets n'étant visible.

Il arrive aussi que la galène se présente sous forme de grands cristaux automorphes, atteignant un centimètre d'arête. Ces cristaux anormalement développés sont toujours associés à des géodes de quartz. Ces cristaux représentent sans doute le résultat de remises en mouvement de la galène sous l'action des eaux superficielles.

Outre le quartz et la barytine, il existe comme autre minéral de gangue, un peu de calcite, le plus souvent géodique.

Je n'ai que peu de renseignements sur la masse Sud, et ceux-ci sont fort imprécis. Cette masse aurait été légèrement plus riche que la masse principale, tant en plomb qu'en zinc.

Au microscope, on constate que la blende, généralement invisible à l'oeil nu, n'en est pas moins systématiquement présente en très faible quantité.

Les cristaux de blende, toujours fortement xénomorphes, parfois brisés et recimentés par la galène, présentent des réflexions internes rouge-brun abondantes. La même blende existe également isolée dans les joints intergranulaires du quartz.

La galène occupe, soit le centre de micro-géodes, limitées par des cristaux de quartz fortement automorphes, soit cimente des morceaux de quartz polycristallins (Photo 63), l'en-semble donnant une structure microbréchique. Le cuivre gris est toujours présent, en in-clusions arrondies dans la galène, plus rarement dans la blende. La taille de ces inclusions ne dépasse guère 15 à 20 μ .

On rencontre enfin un peu de stéphanite manifestement logée dans les clivages de la galène. Ces cristaux de stéphanite sont toujours très petits (5 à 10 μ).

Etant donné la position très superficielle des minéralisations reconnues à ce jour, on cons-tate également la présence systématique de minéraux supergènes : covellite, limonite, cérusite, smithsonite.

Trebuzzus se présente de façon légèrement différente. Le " quartzite " est beaucoup plus réduit, et se trouve limité à quelques maigres pointements quartzeux à la limite séparant les schistes des dolomies, entre l'ensellement qui divise Trebuzzus de Bruncu Su Sollu et le puissant filon de Segarino. C'est à cette particularité que Trebuzzus doit d'avoir, jusqu'en 1965, été plutôt dédaigné par les mineurs, le " quartzite " étant considéré comme le seul gisement possible. Or, actuellement, toute la production de Su Sollu provient de ce quartier, mais ceci coïncide avec l'arrêt de l'exploitation des " quartzites " et la mise en valeur d'un autre type de gisement associé à celui des " quartzites " : les terres karstiques.

En effet, au mur des " quartzites " s'est développée sur les dolomies une érosion de type karstique analogue à celle décrite précédemment à propos d'Arenas. Des terres rouges y recouvrent la surface de la dolomie, surface irrégulière, parsemée de chicots dolomitiques pointant au milieu des terres.

Celles-ci contiennent de la cérusite pulvérulente pratiquement invisible à l'oeil nu et que les mineurs font apparaître, pour diriger l'exploitation en pulvérisant du sulfure de sodium sur les fronts de taille. La teneur moyenne des terres est de 3-4 % en plomb, la teneur en argent est 600-800 grammes par tonne de concentré. L'exploitation se fait à ciel ouvert, pratiquement sans qu'il y ait à faire de découverte. L'extraction du minerai n'entraîne par conséquent que peu de frais, mais le matériau extrait, argileux et minéralisé en oxydés, nécessite un traitement onéreux en laverie.

La répartition de la minéralisation dans les terres est irrégulière, et le gisement n'est pas encore suffisamment connu pour qu'il soit possible d'énoncer une loi de répartition du plomb dans les terres.

3-3-4-2- NANNI FRAU (1)

Le gisement de Nanni Frau, situé au Nord du grand filon quartzeux Nord-Sud de Monserrau, est le premier gisement de " quartzite " à avoir été exploité. Il a fourni jusqu'à présent plus d'un million de tonnes de minerai tout venant.

Sa structure géologique est exactement la même que celle de Su Sollu. A Nanni Frau, il existe trois arcs de " quartzites " concentriques minéralisés, séparés par des septa schisteux. Comme à Su Sollu, la couverture schisteuse est réduite, et très fortement tectonisée.

Après avoir été axée uniquement sur les " quartzites " (Photo 64) la recherche s'est étendue récemment aux terres du mur, qui se sont révélées minéralisées comme celles de Trebuzzus.

(1) Collection des Gites Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris N° 4524

3 - 4 AUTRES TYPES DE GISEMENTS DE L'IGLESIENTE

Outre les différents types de gisements plombo-zincifères et pyriteux décrits ci-dessus, l'Iglesiente renferme des gisements de barytine, fluorine, magnétite, etc..., sans grande valeur économique, si on les compare aux grands gîtes décrits précédemment, mais pouvant tout de même faire l'objet d'exploitations artisanales ou semi-industrielles.

3-4-1 LES GISEMENTS DE BARYTINE

Nous avons déjà rencontré ici un certain nombre de gisements où la barytine est récupérée comme sous-produit de l'extraction du plomb ou bien où une telle récupération pourrait éventuellement être envisageable. Je me bornerai donc à les rappeler rapidement ici :

- Conglomérat barytique (Arenas)
- Paragenèse à galène et barytine (S' Ega s' Aqua)
- Barytine des " quartzites " (Bau Mannu, su Sollu)
- Barytine des " Riches en Argent "
- Barytine dans les terres karstiques de Punta sa Torre.

Il existe toutefois d'autres types de gisements de barytine.

3-4-1-1- LE GISEMENT DE MONTE BAREGA

Situé au Sud-Est de Monte Onixeddu, ce gisement est sans conteste le plus gros gisement de barytine de l'Iglesiente, à l'heure actuelle. Il appartient à une petite compagnie minière sarde, la Società Ferrara.

Le gisement est constitué d'une colonne de barytine sub-verticale irrégulière, située sur un contact dolomie jaune-dolomie grise, et entièrement encaissée dans la dolomie jaune.

Le contact sur lequel est par conséquent installée la colonne minéralisée est un contact par faille, la direction de cette dernière étant N 15. La direction principale des diaclases des dolomies autour du gisement est N 45, et cette direction correspond à l'allongement horizontal de la minéralisation. La direction de la stratification, N 20-30 E, ne semble jouer aucun rôle en tant que contrôle de la minéralisation.

En surface le gisement est presque toujours recouvert de ce que les mineurs ont baptisé la " Schiuma ", l' " écume ". Il s'agit d'une roche à aspect le plus souvent gréseux, constituée principalement de grains de quartz. Au microscope, on note que ceux-ci sont automorphes, avec parfois présence de golfes en doigt de gant. Ils sont cimentés par de la calcite très finement cristallisée, et par un peu de barytine. Les grains de quartz contiennent des inclusions très petites de calcite et de dolomite, ce qui implique une croissance épigénétique de ces cristaux.

Cette " écume ", dont la puissance peut atteindre une dizaine de mètres, existe, non seulement en surface, mais aussi aux épontes de la colonne barytique, où elle forme de petites lentilles irrégulières, pas toujours présentes.

La barytine du gisement est blanche, largement cristallisée en tablettes. Elle est pratiquement dépourvue de silice, de fer, de manganèse, et ne contient pas de sulfures. C'est donc un produit de très bonne qualité.

Au voisinage de la surface, on note la présence de géodes de barytine, souvent de couleur jaunâtre, dues sans doute à l'existence de recristallisation sous l'effet des eaux superficielles.

Exceptionnellement, on y rencontre aussi une barytine à grain beaucoup plus fin, ressemblant un peu à celle du type s' Arcu sa Cruxi. Je n'ai pas eu l'occasion d'observer cette barytine en place, mais elle formerait de petits filons recoupant la barytine habituelle du gisement. Ce faciès de barytine est le seul à contenir un peu de plomb sous forme de galène.

La région de Barega avait fait jadis l'objet de quelques travaux de recherches pour plomb et zinc, de la part de la S. M. M. Pertusola. Ces travaux se sont jusqu'à présent toujours soldés par des échecs. Quant aux indices de surface, ils se limitent à de rares affleurements de galène à peu près analogues aux affleurements de la " Colonne 8 " de San Giovanni.

D'autres gisements du même type que celui de Barega existent çà et là dans l'Iglesiente. Le seul présentant vraiment de l'intérêt est celui situé sur le flanc Sud de Monte Onixeddu, gisement en tous points comparable à celui de Barega, bien que plus petit.

D'autres sont exploités sporadiquement d'une manière artisanale. De nombreux grattages de ce type existent entre autre au lieu-dit Sa Planedda, au Sud-Est de Malfidano. Les produits extraits dans ces exploitations ne sont pas d'aussi bonne qualité que ceux provenant de Barega ou de Monte Onixeddu, car le plus souvent ils contiennent des quantités appréciables d'oxydes de fer.

Quelle que soit leur importance, tous ces gisements ont un certain nombre de points communs.

- Tous sont encaissés dans la dolomie jaune, à l'exclusion de toute autre roche. La minéralisation s'arrête net sur le contact de la dolomie jaune avec la dolomie grise ou le calcaire métallifère.
- Ils sont liés à la direction des diaclases de la roche encaissante.
- Le faciès de la barytine y est toujours identique.
- Ils ne contiennent jamais de sulfures.
- Sauf dans le cas de Barega, où le développement vertical des travaux est d'une centaine de mètres, et où le gisement ne montre pas encore de signes d'épuisement en profondeur, tous sont superficiels. Barega n'est d'ailleurs qu'une exception apparente à cette règle, la colonne minéralisée ne s'éloi-

gnant jamais beaucoup de la surface topographique, du fait de la pente extrêmement raide du flanc de la montagne.

Cette disparition rapide du minerai en profondeur ne saurait nous surprendre, étant donné son caractère extrêmement classique dans le cas des gisements de barytine (L. de LAUNAY Gites Minéraux et Métallifères, t. II, p. 197).

Compte tenu de l'ensemble de leurs caractères, et en particulier de leur liaison avec la fracturation de la roche encaissante, et de la nature de celle-ci (dolomie jaune), le caractère épigénétique de tels gisements ne peut faire de doute.

3-4-1-2- LE FILON DE SU GISTERRU (1)

Ce petit filon subvertical, de direction N 80 E, affleure au lieu-dit " su Gisterru ", au Nord de sa Planedda. Il est exploité artisanalement par des habitants de Buggeru. Il est discordant sur la stratification, ici à peu près Nord-Sud. Sa puissance est de 1-2 mètres. Il est connu sur 200 mètres environ. En affleurement, il présente souvent, au moins aux épontes, un aspect un peu analogue à l' " écume " de Barega, mais ici le quartz est cimenté à peu près uniquement par de la barytine, ce qui rend cette roche très friable.

La barytine, très blanche, est un peu plus finement cristallisée que celle de Barega, sans toutefois atteindre la finesse de celle de s'Arcu sa Cruxi.

Ce filon contient de nombreuses boules de galène arrondies, dont la taille ne dépasse pas une dizaine de centimètres. Les boules sont constituées d'un agrégat de cristaux d'une dimension de quelques millimètres. La présence d'azurite et d'un peu de malachite sur les affleurements laisse supposer la présence de minéraux cuprifères sulfurés. Ceux-ci sont invisibles macroscopiquement, mais apparaissent au microscope. Ce sont l'énargite, la bournonite, et du cuivre gris. L'énargite, abondante, se présente en très fins cristaux, souvent maclés, ce qui laisserait supposer qu'il s'agisse d'une variété un peu antimonieuse.

(1) Collection des Gites Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 4522.

La bournonite se présente en cristaux généralement arrondis, parfois amiboïdes, toujours maclés. Leur dimension est toujours de 30 à 50 μ . Le cuivre gris est très finement cristallisé, en plages arrondies ou vermiculaires de quelques microns.

La covellite est évidemment présente. De même que la cérusite. Alors que la barytine en est à peu près dépourvue, les concentrations de galène contiennent des quantités notables de quartz. Ce dernier est automorphe, et donne une structure en éponge analogue à celle des " Riches en Argent ", les vides entre les cristaux de quartz étant comblés par la galène. Je ne connais pas d'autres exemples de ce type de minéralisation dans l'Iglesiente.

3-4-2- LES GISEMENTS DE FLUORINE

Outre le gisement de is Murvonis, près de Domusnovas, qui a été brièvement décrit ci-dessus, lors de la revue des différents types de minéralisations sardes, l'Iglesiente possède deux autres gisements de fluorine d'un type tout à fait différent, su Zurfuru et Santa Lucia.

Les deux gisements se trouvent à proximité du village de Flumini-Maggiore : su Zurfuru à deux kilomètres au Sud, sur la route d'Iglesias et Santé Lucia à l'Ouest, à proximité de la route de Buggerru.

La mine de su Zurfuru est exploitée par la S.M.M. Pertusola, et Santa Lucia par la Sarramin, filiale de la Montecatini-Edison. La Sarramin ne m'ayant pas accordé l'autorisation de visiter ses travaux, je ne connais Santa Lucia que par la littérature (E.C. BORGHESEAN 1945) et par une brève visite en surface. Il semble toutefois que ces deux minéralisations soient très analogues sinon identiques.

3-4-2-1- SU ZURFURU (1)

La mine de su Zurfuru est constituée de deux masses de fluorine assez pures, encaissées dans le Calcaire Métallifère, et à peu de distance du contact de celui-ci avec les schistes ordoviciens. Tant le calcaire et les dolomies qui y sont associées que les schistes sont affectés d'un métamorphisme de contact très net. Le calcaire est entièrement recristallisé et prend un aspect saccharoïde, tandis que les schistes prennent le faciès tacheté. Aucun pointement granitique n'est connu à proximité, et les granites les plus proches (massif d'Arbus, du Monte Linas, et de l'Orrida) sont distants de plusieurs kilomètres à vol d'oiseau. Force est pourtant d'admettre l'existence d'une remontée granitique à faible profondeur à l'aplomb de la mine.

Les deux masses de fluorine sont nommées par les mineurs " masse du toit " et " masse du mur ". La première est de beaucoup la plus importante. Ses dimensions horizontales moyennes sont de 50 x 25 mètres, mais elle peut atteindre 50 x 40 mètres. Elle se décompose vers le haut en deux masses, séparées par un septum stérile de quelques mètres.

La " masse du mur " est beaucoup plus petite, et ne dépasse pas une dizaine de mètres dans la plus grande dimension horizontale.

L'ensemble plonge vers l'Est. L'allongement de la masse principale est N 20 E.

La " masse du toit " est elle-même surmontée d'une masse dite " masse mixte ", minéralisée en sulfures et sur laquelle je reviendrai plus loin. Les masses de fluorine sont plus riches au toit qu'au mur. Ceci est vrai également à l'échelle du gisement, de sorte que la masse du toit se trouve être non seulement la plus importante, mais aussi la plus richement minéralisée. Lorsque le toit est calcareo-dolomitique, la fluorine " bave " un peu à l'extérieur de l'amas.

Le minerai est souvent compact, constitué à peu près uniquement de fluorine largement cristallisée. Un examen superficiel pourrait laisser croire qu'elle est pulvérulente. En réalité il n'en est rien, et cet aspect pulvérulent qu'elle prend fréquemment n'est que le résultat

des pressions de terrains dues à l'exploitation. La fluorine de su Zurfuru est peu colorée. Le plus souvent blanc-jaunâtre, elle peut être éventuellement bleutée ou verdâtre, mais jamais avoir une coloration très vive. Plus rarement, elle est très transparente et presque incolore.

Le minerai prend parfois un aspect bréchique, des blocs de calcaire de dimensions fort variables étant cimentés par la fluorine. La fluorine renferme également de façon à peu près systématique des blocs de calcite blanche, spathique, toujours absolument stérile. Notons également la présence de dolomie jaunâtre, stérile elle aussi.

Il existe enfin de petits filonnets de quartz d'orientation très variable, de faible puissance (quelques centimètres au plus), qui recoupent la fluorine. Ce quartz présente un faciès très particulier, les filons étant constitués de la juxtaposition de cristaux très allongés, tous perpendiculaires aux épontes du filonnet.

Les masses à fluorine contiennent également des sulfures, à savoir un peu de blende, assez foncée, et de la galène. Cette dernière se présente en cristaux cubiques énormes, pouvant atteindre une dizaine de centimètres d'arête. Ils sont toujours profondément cariés par l'altération superficielle, et leurs caries sont fréquemment tapissées de petits cristaux de soufre, longs de 2-3 millimètres. Examinée au microscope, cette galène se révèle dépourvue de toute inclusion visible. Chimiquement, elle contient de l'antimoine, et un peu d'arsenic. Bien que très peu abondante, cette galène est récupérée par triage à la main, la dimension des cristaux rendant cette opération extrêmement simple.

La " masse mixte ", elle, est profondément différente. Je ne la connais malheureusement pas en place, car elle est abandonnée depuis de nombreuses années, et de ce fait est inaccessible. Mais des échantillons étant facilement disponibles dans les haldes, sa paragenèse est bien connue.

Le contact de la masse mixte avec la masse du toit est très franc. Contrairement aux deux masses à fluorine, la masse mixte se serait un peu prolongée dans les schistes.

Cette minéralisation présente un certain nombre de points communs avec celle du Scavo Margherita d'Arenas, ou des skarns de Pinna Perda. Les minéraux dominants sont la galène et la blende. La galène est fréquemment déformée. Son exploitation était peu rentable du fait de sa teneur élevée en bismuth.

La blende est foncée, brune. Elle contient de très nombreuses inclusions de chalcoppyrite en exsolution, ce qui indique une température de cristallisation élevée.

La pyrrhotite est présente, et un peu de pentlandite lui est associée. La pyrrhotite est encore abondante, mais son altération en pyrite et marcasite est importante. La pyrrhotite la mieux conservée est celle incluse dans la blende. Le minerai contient également des proportions notables de magnétite, automorphe, à faciès octaédrique.

L'indépendance de la minéralisation sulfurée par rapport aux masses de fluorine semble indiquer qu'il s'agit de deux minéralisations indépendantes l'une de l'autre. Cette indépendance n'est toutefois que relative. La paragenèse à sulfures est en effet typiquement pyrométasomatique. Quant à la fluorine, elle est souvent en liaison avec des roches granitiques, et c'est tout naturellement ce type de gisement qu'évoque su Zurfuru, situé en terrains métamorphiques de contact.

3-4-2-2- SANTA LUCIA

Le gisement de Santa Lucia, aussi nommé " sa mina de s' Oreri ", est lui aussi encaissé dans des terrains ayant subi un fort métamorphisme de contact comme dans le cas de su Zurfuru; ces terrains sont les calcaires cambriens et les schistes ordoviciens.

Le gisement est ici franchement filonien. Les filons contiennent principalement de la fluorine, mais renferment aussi barytine, blende, galène.

Tous les filons sont, soit encaissés dans le calcaire, soit situés sur le contact schiste-calcaire. Selon E. BORGHESAN (op. cit.), les filons sont au nombre de huit, et ont des directions et pendages variés. Leur structure serait nettement rubannée.

3-4-3- LES GISEMENTS PYROMETASOMATIQUES

3-4-3-1- GISEMENTS LIES AU GRANITE D'ARBUS (1)

Aucun gisement à proprement parler n'est associé à ce granite, pour la raison très simple qu'il n'existe pratiquement pas d'horizons carbonatés situés dans la bordure métamorphique de ce granite.

J'ai toutefois relevé deux indices minéralisés appartenant à ce type situés l'un près de l'autre, et affleurant sur la route d'Arbus-Flumini-maggiore, au début de la descente sur Flumini. Le premier de ces indices est associé à une roche verte, constituée à peu près uniquement de diopside, avec un peu de hornblende verte et de grenat présentant de fortes anomalies optiques (Photo 65). La minéralisation est diffuse dans cette roche. L'élément dominant en est la chalcoppyrite, fortement altérée en malachite aux affleurements.

Cette chalcoppyrite contient un grand nombre d'inclusions plus anciennement cristallisées qu'elle, visibles seulement au microscope (alors que la chalcoppyrite est exprimée macroscopiquement). Ce sont :

- La blende. Souvent subautomorphe, elle présente de rares réflexions internes rouges.
- La magnétite. Absente des zones minéralisées décrites précédemment, elle apparaît ici en petite quantité.
- La bornite. C'est encore un minéral inconnu dans les gisements plombo-zincifères voisins. Elle est très fortement corrodée par la chalcoppyrite, et relativement abondante.

(1) Collections des Gîtes Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 4509.

- Le cuivre gris est présent dans de faibles proportions.
- La molybdénite, dont les lamelles se groupent en petites gerbes.
- Le plomb antimonié.
- La bismuthinite, en quantité infime.
- La cobaltite (ou peut-être gersdorffite), non signalée, à notre connaissance dans la formation à 5 éléments des filons de l'Arburese. Elle est automorphe, mais très fortement corrodée par la chalcoppyrite.

A proximité de la minéralisation à chalcoppyrite et bornite décrite ci-dessus, existe un petit niveau de grès calcaireux affecté par le métamorphisme de contact. Il contient une minéralisation disposée en mouches régulièrement réparties dans la masse de la roche. Au microscope, on peut y reconnaître :

- La blende.
- La galène, probablement plus récente que la blende.
- La chalcoppyrite.
- La schéelite.

Ce dernier minéral, assez abondant, est caractéristique de ce type de minéralisation. Les éléments de schéelite, comme ceux de blende ou de galène ont de 1 à 2 mm. De plus, ils manifestent une certaine tendance à l'automorphisme. La luminescence au U.V. de cette schéelite, de couleur jaunâtre, suggère la présence dans ce minéral d'une certaine quantité de molybdène à rapprocher de la présence de molybdénite dans les roches vertes situées à proximité immédiate.

Tous ces minéraux sont postérieurs au quartz et à la calcite de la roche, mais on ne peut guère établir de corrélation chronologique entre eux.

La calcite remplit les espaces vides entre les grains de quartz mais ce n'est pas pour autant un minéral d'altération superficielle, les minéraux opaques lui étant postérieurs; elle présente, en outre, l'extinction roulante de manière assez systématique (Photo 66).

3-4-3-2- LES GISEMENTS LIES AU GRANITE DE L'ORRIDA

Ceux-ci sont beaucoup plus nombreux. Ont déjà été décrites ci-dessus les minéralisations pyrométasomatiques d'Arenas-Tiny (Scavo Margherita, grenatites, roches vertes de Pinna Perda).

Il convient d'y ajouter les tactites à magnétite, qui ont fait l'objet jadis de travaux de recherche, voire de petites exploitations au col de Cuccurru Medau Arenas, et à Terras Nieddas (1). Dans ces gisements, on observe des tactites composées soit exclusivement de grenat andradite verdâtre, soit de diopside, wollastonite et trémolite. Il s'y individualise des concentrations plus ou moins importantes de magnétite à peu près pure, du moins à l'examen macroscopique. La magnétite y est en grains arrondis, de taille en général inférieure au millimètre. Au microscope, on y note la présence d'exsolutions vermiculaires, d'illménite le plus souvent localisées au centre des cristaux de magnétite. La magnétite est souvent martitisée.

Il ne semble pas que ces minerais contiennent des sulfures. Un peu de fluorine leur est parfois associée.

(1) Collections des Gites Minéraux de l'Ecole des Mines de Paris, N° 4529.

4 - CONCLUSIONS GENERALES
=====

CONCLUSIONS GENERALES

=====

Je regrouperai sous ce titre les principales conclusions que m'ont suggéré les observations que j'ai effectuées dans l'Iglesiente et l'Arburese, observations qui ont été détaillées dans les chapitres précédents.

Nous avons vu que les gites métallifères de l'Iglesiente et de l'Arburese sont très variés, tant par leurs caractères morphologiques, que par leurs paragenèses, leur importance économique, etc...

Toutefois, il est remarquable que tous, sans exception, soient des gites de plomb ou de zinc même si la substance la plus largement représentée dans le gisement est autre (cas notamment des minéralisations de contact pyrométasomatiques). Le district métallifère du Sud Ouest sarde présente donc une très grande unité sur le plan métallogénique.

4 - 1 LES TYPES DE GISEMENTS

On peut cependant y distinguer un certain nombre de types de gisements différents les uns des autres soit par leur paragenèse, soit par leur condition de gisements, en dehors de toute hypothèse génétique.

Gisements en relation avec des roches éruptives

- Gisements filoniens en relation avec des granites.

Type Arburese

Gisements mixtes plomb-zinc avec gangue quartzo-sidéritique, encaissée dans le Post-gothlandien. Paragenèse à cinq éléments résiduels.

- Gisements pénéconcordants en relation avec des diabases.

Type Campo Pisano

Gisements de zinc et pyrite, encaissés au sommet des grès, ou à la base de la dolomie.

- Gisements pyrométasomatiques.

Type Pinna Perda

Blende à exsolutions de chalcopryrite, pyrrhotite, éventuellement magnétite et fluorite. Encaissés dans le Calcaire Métallifère.

Gisements sulfurés sans relations visibles avec des roches éruptives.

- Filonniens plombifères.

Type Su Sollu

Galène dans des filons de quartz avec barytine, installés sur des contacts Calcaire Métallifère-schistes ordoviciens.

- Colonnaires plombo-argentifères.

Type Riches en Argent

Gisements de galène à teneur en argent très élevée, avec gangue quartzo-barytique.

Encaissés dans les roches du groupe du Calcaire Métallifère, et en relation étroite avec des phénomènes karstiques.

- Pénéconcordants plombo-zincifères.

Encaissés dans l'étage du Calcaire Métallifère, ils représentent le plus important tonnage de minerai. Tous sont dépourvus de gangues. Ils peuvent se répartir en plusieurs sous-types.

Sous-type Contact

Gisements de plomb, généralement interstratifiés, avec blende subordonnée. Rentrent dans ce groupe les colonnes plombifères de Monteponi. A remarquer que les minéralisations type Contact sont toujours au sommet du Calcaire Métallifère, presque au contact des calcschistes.

Sous-type Blendeux

Gisements de blende claire, finement disséminée dans la masse calcaire, sans gangue.

La liaison de ces amas avec la fracturation, bien que visible, reste floue. Les gisements se trouvent, stratigraphiquement, sous ceux du type Contact, et uniquement dans le calcaire, à l'exclusion de la dolomie.

Sous-type Seddas Moddizzis

Gisements de blende, assez pyriteux, encaissés dans la dolomie de base du Calcaire Métallifère. Ces gisements sont à teneur élevée, et impérativement liés à la fracturation.

La blende géodique (produit de recirculation ?) y prend une plus grande importance que dans le type Blendeux.

- Stratiformes à galène et barytine.

Type S'Arcu sa Cruxi

Comme ceux du sous-type Contact, ces gisements sont situés à la partie supérieure du Calcaire Métallifère à proximité des calcschistes.

- Stratiformes à blende et pyrite.

Type Antas

Ce type est analogue quant à la paragenèse au type Campo Pisano, mais sans relations visibles avec des diabases ou autre roche éruptive.

Gisements oxydés

- Calaminaires. Représentant soit les parties supérieures des gisements blendeux oxydés in situ avec enrichissement en zinc (Planu Sartu), soit le produit de remobilisation et reconcentration de calamines préexistantes se déposant en milieu karstique (Masse Riccardo de San Giovanni).
- Gisements de cérusite. Gisements résiduaux de cérusite dans des terres karstiques (Arenas, su Sollu).

Une telle classification des gites qui nous intéressent ici permet un certain nombre de remarques :

Quant à leur morphologie, ils se répartissent en filonniens et pénéconcordants. Les deux types classés comme stratiformes (s' Arcu sa Cruxi et Antas), ne sont stratiformes qu'en grand. Dans le détail, ils sont parfois discordants.

Un même champ peut contenir des corps minéralisés de paragenèse différente, sans que des rapports génétiques précis entre ces différents corps puissent être établis (San Giovanni, Arenas-Tiny).

Mis à part le cas du champ filonien de l'Arburese et celui des skarns, liés à une particularité géologique bien définie (existence des granites d'Arbus et de l'Orrida), aucune zonalité géographique n'apparaît, et tous les autres types de gisements peuvent se rencontrer en n'importe quel point de l'Iglesiente.

La liaison géochimique entre le plomb et la silice d'une part, le zinc et les roches carbonatées d'autre part, liaison que j'ai déjà signalée lors de l'étude des filons de l'Arburese, existe aussi dans les autres types de gisements : les gites de type Blendeux, Seddas Moddizzis, Campo Pisano, sont en milieu carbonaté, les types su Sollu et Riches en Argent en gangues siliceuses. Les types Contact et s' Arcu sa Cruxi, font apparemment exception à cette règle. Il ne faut toutefois pas perdre de vue que ces gisements contiennent de la barytine, et que cette dernière est à peu près systématiquement liée au quartz et à la galène, tant dans l'Arburese que dans les gisements de type su Sollu. L'exception n'est donc peut-être qu'apparente, et il peut fort bien ne s'agir que d'un cas particulier.

A l'exception bien sûr des gisements pyrométasomatiques, aucun de ces gisements ne présente de paragenèse telle qu'on puisse penser à une cristallisation du minerai à température élevée.

4 - 2 LES ROCHES-MAGASINS DES GITES PENECONCORDANTS

ZONALITE STRATIGRAPHIQUE DE CES GISEMENTS

Une grande partie des gites énumérés ci-dessus sont pénéconcordants (San Giovanni, Monteponi, Planu Sartu, Campo Pisano, etc...).

Tous sont encaissés dans des roches carbonatées, calcaire ou dolomie, et stratigraphiquement, ces roches vont depuis les bancs carbonatés de la série des alternances incluses jusqu'aux calcschistes exclus.

Il est intéressant de constater, bien que la chose ne soit pas explicable pour le moment, qu'il existe une zonalité stratigraphique de ces minéralisations en fonction de leur paragenèse.

Le plomb, mis à part dans le cas des Riches en Argent, qui sont nettement des minéralisations remaniées, n'existe qu'à la partie tout à fait supérieure du Calcaire Métallifère. C'est le cas du contact de San Giovanni, des colonnes plombifères de Monteponi, de Monte Onixeddu. Ceci est assez normal, ces minéralisations étant somme toute fort analogues. Mais c'est également le cas pour la paragenèse à galène et barytine type s' Arcu sa Cruxi.

Sous ces minéralisations plombifères viennent les minéralisations type Blendeux, encaissées elles aussi dans le calcaire.

Leur font suite, vers le bas, des minéralisations type Seddas Moddizzis, plus riches, éga-

lement plus pyriteuses et impérativement liées à la fracturation.

Enfin, les minéralisations pyrite-blende, type Campo-Pisano, se localisent exclusivement à l'extrême base des dolomies du Métallifère et au sommet des alternances.

Cette zonalité stratigraphique se trouve, par conséquent, être la même que la zonalité " normale " des filons sulfurés.

4 - 3 MINERALISATIONS ET FRACTURATION

Lors de la description de tous les gisements passés en revue dans les chapitres précédents, nous avons vu qu'il existe toujours une liaison entre la minéralisation et la fracturation des roches encaissantes (diaclasses, failles). Cette liaison peut être extrêmement floue (cas de la masse Pozzo III de San Giovanni), ou évidente (Seddas Moddizzis). Néanmoins, il est indubitable que les phénomènes de fracturation jouent toujours un certain rôle vis-à-vis de la concentration des substances utiles exploitées dans le district du Sud-Ouest sarde. Je n'y reviendrai donc pas ici, sauf pour rappeler que dans le cas d'une minéralisation interstratifiée, la généralité du phénomène conduit le géologue à se demander si la minéralisation est guidée par la stratification de la roche, c'est à dire par des phénomènes sédimentaires, ou bien si seule intervient la présence des joints de stratification, postérieurs à la consolidation du sédiment.

Problème qui revêt évidemment une importance considérable sur le plan de la genèse de ces gisements. A noter à ce propos une observation malheureusement trop locale pour pouvoir être généralisée : dans les Blendeux de San Giovanni, la liaison fracturation-minéralisation reste très floue, et même pratiquement inexistante à la masse Pozzo III. Elle s'accroît à la masse Idina, située plus au Sud, donc un peu plus bas dans la série stratigraphique, les couches étant Est-Ouest en ce point. Encore plus au Sud, la liaison devient encore plus nette avec la masse X. Enfin, elle semble constituer le seul contrôle valable de la minéralisation à Seddas Moddizzis, situé encore plus au Sud. Dans ce cas, il y a donc un gradient de liaison fracturation-minéralisation, cette corrélation augmentant quand on descend dans la série stratigraphique, et ce pour un même type de minéralisation, celle de Seddas Moddizzis n'étant qu'une variante de celle des Blendeux.

Une mention particulière doit être faite de la direction de fracturation comprise entre N 20 W et N 15 E. Nous avons retrouvé cette direction de fracturation liée à peu près à tous les gisements décrits, quelque soit leur type. Sauf dans le cas des filons de l'Arburese, où elle constitue un facteur défavorable, elle semble partout ailleurs intimement associée aux concentrations de métaux (F. LAUZAC, 1965). Il est difficile d'établir de façon certaine l'âge de ces failles. En admettant que toutes appartiennent à la même phase orogénique, ce qui n'est pas prouvé mais semble tout de même probable, elles sont surement post-ordovi-ciennes, puisque les failles de Gonnesa, de Monserrau, de Segarino, qui appartiennent à cette faille affectent l'Ordovicien. L'une d'elle au moins est antécrotacée, puisqu'elle passe sous le Crétacé de Campumari sans l'affecter.

Lors de la description de Seddas Moddizzis, nous avons vu que les failles Nord-Sud de cette zone peuvent se rattacher à l'orogénèse hercynienne. Sans doute en va-t-il de même pour toutes ces failles.

4 - 4 LA POSSIBILITE D'EXISTENCE DE MINERALISATIONS
SYNSEDIMENTAIRES DANS LE SUD-OUEST SARDE

L'idée qu'il puisse exister des gisements de plomb-zinc sédimentaires en Sardaigne est loin d'être nouvelle, puisqu'elle est déjà citée par L. de LAUNAY (Formation des Gites Métallifères, 2e ed., p. 178).

Cette idée n'eut toutefois que peu de succès, et jusqu'à ces dernières années, l'opinion courante était que la formation de tous les gisements de l'Iglesiente, sans exception, relevait des processus entièrement hydrothermaux (A. CAVINATO, Giacimenti minerari). L'hypothèse synsédimentariste devait toutefois réapparaître dans les années 50, réintroduite par les géologues de l'AMMI, qui attribuaient une grande importance aux phénomènes volcaniques (existence de diabase) et pensaient à une origine synsédimentaire vulcanogène des gites sardes. Après quelques réticences, cette hypothèse devait faire son chemin, et il est couramment admis aujourd'hui que la plus grande partie, sinon la totalité des gites encaissés dans le Cambrien ont une origine, sinon vulcanogène, du moins synsédimentaire.

Aucun des gisements étudiés n'étant parfaitement stratiforme, et tous étant à des degrés divers liés à la fracturation, aucun gisement de l'Iglesiente n'apparaît de façon évidente comme d'origine synsédimentaire. En admettant la réalité d'une telle origine, on doit aussi admettre que des phénomènes épigénétiques ont profondément bouleversé l'allure originelle des gisements, et on doit alors rechercher des preuves indirectes de l'existence d'une éventuelle minéralisation cambrienne. Quels arguments pour ou contre cette hypothèse peut-on tirer des observations qui ont été exposées ci-dessus ? Certains ont déjà été développés à propos de l'étude de la mine de San Giovanni (Page 207 - 3-3-2-1-7-). Je n'y reviendrai

donc pas, me bornant à exposer ici les arguments apparaissant dans le cadre plus général de l'ensemble du district minier de l'Iglesiente.

En ce qui concerne l'hypothèse synsédimentaire vulcanogène, seuls les gisements type Campo Pisano me semble pouvoir en relever, ainsi qu'il a déjà été dit ci-dessus.

La première idée qui vient à l'esprit est que si minéralisation synsédimentaire il y a, on doit en trouver trace dans le conglomérat de base ordovicien, qui remanie le Calcaire Métallifère. On connaît effectivement de tels galets minéralisés, en particulier dans le conglomérat situé à l'Est du plateau Crétacé de Campumari, au point 32 SMJ 504527. La zone où ce conglomérat est minéralisé se signale immédiatement à l'attention du géologue par de petits enduits de malachite sur les affleurements. Ce conglomérat présente ici un faciès très particulier, en ceci que les seuls éléments figurés qu'il renferme sont des galets de calcaire, assez gros, dont la taille peut atteindre 20 à 30 cm.

Ceux-ci sont emballés dans une matrice schisteuse rouge. Outre ces galets, le conglomérat contient aussi d'énormes blocs de calcaire, dont la dimension peut atteindre facilement la dizaine de mètres, plus ou moins régulièrement alignés, et provenant sans doute de l'écroulement d'une falaise.

La teinte des galets varie de façon continue depuis un blanc pur jusqu'à un gris assez soutenu. L'expérience prouve que seuls les galets d'un gris moyen peuvent être minéralisés, et en fait presque tous le sont. Cette minéralisation est très dispersée, et elle est toujours très pauvre.

Elle consiste en quelques petits cristaux de galène, de 1-2 millimètres au plus et en cristaux de chalcocite de même dimension, ce dernier minéral étant évidemment responsable de la formation de malachite. La blende et la pyrite semblent être totalement absentes. De ceci, il ressort que la " minéralisation " de ces galets n'appartient à aucun type de minerai connu actuellement dans l'Iglesiente, ce qui rend tout de suite l'interprétation de ce conglomérat fort délicate. A ma connaissance, on n'a jamais rencontré, ni ici, ni dans d'autres parties du conglomérat, un autre type de minéralisation que celui-ci. De plus, l'étude de

ces galets fourni la preuve que des circulations d'eau y ont eu lieu à l'intérieur même du conglomérat. Il n'est pas rare en effet d'observer des dendrites de manganèse à la surface de ces galets, et parfois ces dendrites pénètrent à l'intérieur du calcaire à la faveur d'une fissure, dans plan de laquelle le galet, en se rompant, se révèle être minéralisé. La formation de ces dendrites n'ayant pu se produire que lorsque le galet était déjà installé dans le conglomérat, il serait facile de dire que plomb et cuivre ont également été apportés par des circulations d'eau. Mais le fait que seule une variété de galets soit minéralisée rend extrêmement peu vraisemblable une telle hypothèse.

Il n'en reste pas moins que ce conglomérat ne peut en aucun cas apporter une preuve décisive de l'existence d'une minéralisation synsédimentaire. En effet, entre le dépôt des calcaires et leur reprise par le conglomérat, quelques dizaines de millions d'années ont passé, et une orogénèse a eu lieu. Rien n'interdit donc de penser que des phénomènes métallogéniques hydrothermaux aient pu avoir lieu avant le démantèlement du calcaire.

Quant au fait qu'on ne trouve pas dans le conglomérat de minéralisation d'un type connu et exploité, on peut l'expliquer facilement, compte tenu de la " zonalité stratigraphique " dont il a été question ci-dessus, en admettant d'une part que le niveau atteint par l'érosion lors de la formation du conglomérat était trop superficiel pour atteindre les niveaux bleus et, a fortiori, les niveaux pyriteux, et que d'autre part il n'existait pas de gisement de galène type Contact ou s' Arcu sa Cruxi, dans la zone ayant alimenté le conglomérat en galets, mais seulement cette minéralisation à galène et chalcocite, très pauvre. Il ne s'oppose donc pas absolument à l'existence de minéralisations plumbo-zincifères antérieures à la formation du conglomérat.

Un autre argument en faveur de la syngénèse de ces gisements serait l'association des minéralisations avec des organismes fossiles, pouvant faire penser à une origine synsédimentaire biogénétique. A de tels organismes, on peut penser rapporter la dolomie géodique et les framboïdes.

Les dolomies du type de notre dolomie géodique sont parfois attribuées à des organismes récifaux. A propos de la description de la mine de San Giovanni, j'ai déjà dit que dans ce

cas précis, il me paraissait infiniment plus probable que cette dolomie soit le résultat d'une recristallisation particulière d'une dolomie préexistante, sans doute la dolomie jaune. A l'échelle plus vaste de l'Iglesiente, ceci est confirmé par le fait qu'il existe une corrélation positive nette entre le développement plus ou moins grand de telles dolomies et l'importance que revêt la fracturation en tant que guide de la minéralisation.

Quant aux framboïdes, rien n'indique qu'ils aient une origine organique. Etant donné la nature même de ces framboïdes, dont seul le microscope peut relever l'existence, il est risqué d'établir, comme pour la dolomie géodique, une loi de répartition des framboïdes en fonction de l'importance de la fracturation dans les différents gites. Il semble toutefois qu'ils soient plus abondants dans les corps minéralisés les moins nettement liés à la fracturation.

Enfin, il n'existe pas de liaison visible entre la position des corps minéralisés et des structures sédimentaires ou des faciès de sédimentation particuliers. Tout au plus peut-on dire que tous les corps minéralisés de type Blendeux qui ne sont pas contrôlés uniquement par la stratification sont encaissés, soit dans le calcaire, soit dans les dolomies jaunes, seuls les gisements type Seddas Moddizzis étant encaissés dans la dolomie grise.

En résumé, aucune preuve ne peut actuellement être apportée d'une origine synsédimentaire des gites de plomb-zinc pénéconcordants du Sud-Ouest sarde, mais rien non plus ne permet d'exclure cette hypothèse.

4 - 5 LES PHENOMENES DE RECONCENTRATION DES SULFURES

AGE DES MINERALISATIONS

Il est bien connu que les sulfures, et en particulier la blende et la pyrite, possèdent une certaine mobilité à l'intérieur même des gisements. C'est à ce phénomène que se rattache la formation dans des vides de la roche de stalactites de sulfures, analogues comme structure aux concrétions de calcite des grottes. De telles stalactites ne sont pas exceptionnelles, et ont été signalées dans de nombreuses mines : Raibl, Moersnet (R. BECK, Traité des gisements métallifères, p. 220); La Croix de Pallières (Gard) (R. LEENHARDT, communication orale) ont fourni de telles stalactites de blende. La mine des Malines (Gard) fournit de très belles stalactites pyriteuses (chantiers Ratonneau et Florence).

Des manifestations aussi spectaculaires de remise en mouvement ont été décrites en Sardaigne (P. ZUFFARDI, 1962). Le cas des Riches en Argent s'y rattache directement puisqu'il s'agit de minéralisations déposées dans des conditions supergènes, du fait même de leur liaison intime avec la karstification.

Du fait que les minéralisations de type Blendeux, ou Seddas Moddizzis présentent des degrés de liaison très divers avec la fracturation des roches encaissantes, il est permis de se demander si des phénomènes de remise en mouvement d'une minéralisation préexistante ne pourraient pas fournir une explication à cet état de chose. Ce mécanisme a d'ailleurs été envisagé par différents auteurs, et en particulier par P. ROUTHIER (Les gites métallifères p. 375) : " Nous avons constaté qu'une minéralisation syngénétique peut être déplacée et concentrée par voie hydatogène, en une minéralisation épigénétique soumise à des contrôles à la fois lithologiques (écrans) et structuraux. En d'autres termes, il y a lieu d'envisager une véritable évolution des minéralisations ". Il est bien évident par ailleurs que non seu-

lement une minéralisation syngénétique, mais n'importe quelle minéralisation sulfurée sera susceptible de donner naissance à des phénomènes de remobilisation.

Du fait de l'importance croissante qu'y prennent les recristallisations en particulier celle de la dolomie géodique, nous savons que si un tel phénomène a pu se produire, les minéralisations les plus profondément remaniées seront celles dont la liaison avec la fracturation sera la plus forte. Ceci doit donc nécessairement entraîner l'existence de teneurs plus élevées dans les gîtes les plus liés à la fracturation, celle-ci jouant le rôle " d'étranglement " (H. PELISSONNIER, 1962). En considérant un espace suffisamment restreint pour qu'on puisse raisonnablement penser que les gisements y aient été alimentés à partir d'une zone-source unique, ou tout au moins de zones-sources comparables, c'est effectivement la conclusion qui apparaît : dans le cas du bloc San Giovanni-San Giovaneddu-Seddas Moddizzis, nous notons des teneurs du tout-venant en zinc métal de l'ordre de 1 % pour la masse Pozzo I, sans lien visible avec la fracturation des roches, 3 % pour Pozzo III où cette liaison est très peu apparente, 5-6 % pour Idina, tandis que le tout-venant de Seddas Moddizzis atteint et même dépasse des teneurs de 10 %.

Aucune preuve directe de la réalité de ce processus ne peut être fournie dans l'état actuel de nos connaissances sur l'Iglesiente, et cette théorie doit donc faire l'objet de réserves.

Tout au plus semble-t-elle possible.

Quelle serait dans ce cas la zone-source ? Très probablement le Calcaire Métallifère. Bien entendu, s'il y a eu migration du zinc au cours de l'histoire géologique du gisement, il est illusoire de rechercher avec précision la position de cette source, qui ne doit plus contenir de métal à l'heure actuelle. Peut-être des minéralisations du genre de celle de la Masse Pozzo I constituent-elles des reliques de cette minéralisation première, préservées grâce à la compacité de la roche encaissante, et à la rareté extrême des fractures, failles ou diaclases, affectant celle-ci.

L'existence de minéralisations recirculées, si on veut bien l'admettre, conduit tout naturellement à exclure la possibilité d'existence de minéralisations parfaitement stratiformes, même si celles-ci ont eu au départ une origine synsédimentaire.

Ceci pourrait rendre compte du fait que les minéralisations type Campo Pisano, ou Antas, pour lesquelles la probabilité d'une telle origine semble la plus grande, n'apparaissent que rarement stratiformes.

En ce qui concerne les minéralisations type Blendeux, la possibilité d'existence de minéralisation recirculée constitue, indirectement, un argument en faveur de l'existence d'une minéralisation originelle synsédimentaire. En effet, si les phénomènes de remise en mouvement et de reconcentration ont relativement respecté des corps minéralisés à basse teneur encaissés dans des roches très peu fracturées, il est difficile d'imaginer que des phénomènes purement hydrothermaux y auraient introduit des minéralisations identiques à celles des roches déjà recoupées par de nombreuses failles ou diaclases. En ce qui concerne le problème de l'âge des minéralisations, seul présente de l'intérêt l'âge des minéralisations existant actuellement, les minéralisations antérieures ne pouvant être, en tout état de cause, qu'hypothétiques. Quel que soit le mode de dépôt de tels gisements, strictement hydrothermal déposé directement in situ, ou hydrothermal recirculé, ou synsédimentaire recirculé et reconcentré, on doit faire intervenir des circulations d'eau importantes.

Une eau ne peut circuler que si elle est en charge, et s'il existe des exutoires, ce qui nécessite l'existence de reliefs accusés. Les époques les plus favorables à de tels phénomènes se situeraient donc immédiatement après une orogénèse, avant le démantèlement de la chaîne montagneuse. L'orogénèse principale ayant affectée les terrains encaissant les minéralisations étant l'orogénèse hercynienne, la période post-hercynienne a dû être la plus favorable à la formation de ces gisements. A la fin du Carbonifère ou au début du Trias, les minéralisations devaient sans doute déjà avoir une allure voisine de celle actuelle.

Quoi qu'il en soit, il apparaît que les gisements de l'Iglesiente et de l'Arburese ne peuvent pas appartenir tous à une seule et même " époque métallogénique ". Il suffit pour s'en convaincre de considérer la diversité des facteurs ayant dû jouer obligatoirement lors de la formation de gisements de types différents (granitisation, circulations hydrothermales, karstification, dépogénèse), outre la possibilité d'existence, non absolument démontrée à l'heure actuelle, mais néanmoins envisageable, de dépôt de préconcentration sédimentaires (exhalatives ou biogéniques), qui auraient été la phase initiale de formation de ces gisements et ce dès le Géorgien.

5 - BIBLIOGRAPHIE
=====

BIBLIOGRAPHIE

=====

AGARD J. - Du DRESNAY R.

1965 - La région minéralisée du J. Bou Dahar; près de Beni Tadjite (Haut-Atlas oriental) : Etude géologique et métallogénique. - In " Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc et manganèse du Maroc ". -
Notes et Mémoires du Service Géologique Marocain, N° 181, pp. 135-152. Rabat.

ARGALL G. O. Jr

1965 - Italy's zinc-lead mining centers on Island of Sardinia.
World Mining, vol. 18, pp. 38-42. Bruxelles.

ARTHAUD F.

1963 - Un exemple de tectonique superposées dans la Paléozoïque de l'Iglesiente (Sardaigne)
C.R. Som. Soc. Geol. pp. 303-304. Paris.

ATZENI A.

1962 - Osservazioni sul paleozoico della Sardegna.
Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda, N° 3, pp. 13-29. Iglesias.

AUBOUIN J.

1961 - Propos sur les géosynclinaux.
Bull. Soc. Geol. Fr., 7e série, t. III, N° 7, pp. 629-711. Paris.

AUDIBERT P.

1927 - La coltivazione del filone Brassey, ad Ingurtosu.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 8, pp. 22-27. Iglesias.

BARD J. P.

1965 - Introduction à la géologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèse sur les caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne.

Revue de Géographie physique et de géologie dynamique, vol. VII, fasc. 4, pp. 323-337. Paris.

BASTIN E. S.

1926 - A hypothesis of bacterial influence in the genesis of certain sulphide ore deposits.

Journal of geology, vol. 34, pp. 773-792.

BATEMAN A. M.

1950 - Economic mineral deposits. 1 vol., 916 pp.

John Wiley and Sons Inc, New-York, et Chapman and Hall, Ltd, London

BEAUMONT C. - GUILLEMIN C.

1960 - La dundasite de Gonnese (Sardaigne)

Bull. Soc. Française de Minéralogie et Cristallographie. LXXXIII, pp. 121-124. Paris.

BECK R.

1904 - Traité des gisements métallifères (trad. O. CHEMIN). 1 vol., 808 pp.

Ch. Béranger, edit. Paris.

BENZ J. P.

1964 - Le gisement plombo-zincifère d'Arenas (Sardaigne). - Faculté des Sciences de Nancy.

Travaux du Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Ecole des Mines.

1 vol. 126 p. Nancy.

BENZ J. P.

1965 - Nouvelles observations sur le gisement d'Arenas.

In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

BENZ J. P. - WEPPE M.

1965 - Le gisement plombo-zincifère d'Arenas (Sardaigne). Son mode de gisement. Sa genèse.

C.R. Ac. Sc., t. 260, p. 2011-2013. Paris.

BERNARD A.

1958 - Contribution à l'étude de la Province Métallifère Sous-Cévenole. 2 tomes, 640 p. ronéotypées. Bibliographie.
Thèse Doc. Sc.Nat. Nancy.

BERTOLIO S.

1898 - Nota del Socio S Bertolio in relazione alla " Genesi di giacimenti metalliferi di Monteponi " di E. Ferraris.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, supplement N° 2, pp. 1-4. Iglesias.

BIANCHINI A. - SALVADORI I. - ZUFFARDI P.

1960 - Primi appunti sugli elementi accessori delle galene e delle cerussite sarde.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, pp. 50-51. Iglesias.

BIANCHINI A. - SALVADORI I. - ZUFFARDI P.

1960 a - Contributo alla conoscenza del giacimento di Montevecchio : gli elementi accessori della galena (Studio statistico di campioni prelevati nel giacimento).
Rendiconti della Societa Mineralogica Italiana, pp. 3-54 + planches H. T. Pavia.

BIANCHINI A. - SALVADORI I. - ZUFFARDI P.

1960 b - Contributo alla conoscenza del giacimento di Montevecchio : gli elementi accessori della galena. (Studio statistico dei mercantili).
Rendiconti della Societa Mineralogica Italiana pp. 1-50 + planches H. T. Pavia.

BIANCHINI A. - SALVADORI I. - ZUFFARDI P.

1961 - Primi tentativi di indagine sulla distribuzione di alcuni elementi accessori nei giacimenti piombiferi Sardi.
Rendiconti della Societa Mineralogica Italiana. pp. 109-130. Pavia.

BILLOWS E.

1941 - I minerali della Sardegna ed i loro giacimenti.
Extrait de " Sardaigna Mineraria ". - Istituto per gli studi Sardi, R. Università di Cagliari. 1 vol., 167 p. Bibliogr. Cagliari.

BINAGHI R.

1937 - La metallurgia in età romana in Sardegna.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 4, pp. 134-148. Iglesias.

BINETTI A. - TESTA L.

1922 - Gesso e melanterite nella miniera di Funtana Perda.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, p. 20. Iglesias.

BINETTI A.

1924 - Sulla genesi delle calamine.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, p. 6-7. Iglesias.

BIONDI C.

1906 - Su alcuni casi di idrargirismo professionale.
Resconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, pp. 10-14. Iglesias.

BLAYAC J. - THORAL M.

1931 - Contribution à l'étude du Georgien de la Montagne Noire.
Bull. Soc. Geol. France. 5e série, tome I, pp. 547-559. Paris.

BORGHESAN E.

1919 - Il Metallifero dell' Iglesiente.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 2, pp. 15-16. Iglesias.

BORGHESAN E.

1934 - Le manifestazioni piombo-zincifere a Calabona (Alghero).
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, pp. 4-5. Iglesias.

BORGHESAN E.

1935 - Giacimenti di misti galene e blende del tipo di metasomatismo termico di contatto fra intrusione basica e calcare.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, pp. 9-12. Iglesias.

BORGHESAN E.

1937 - Giacimento metasomatico di galena in brecce silico-calcaree nella miniera Trubba Niedda (Narcao).
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 4, pp. 149-152. Iglesias.

BORGHESAN E.

1938 - Coesistenza orizzontale di giacimenti di tipo ed età differenti.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 2, pp. 28-37. Iglesias.

BORGHESAN E.

1939 - Sulla età dei giacimenti metalliferi sardi.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, pp. 193-196. Iglesias.

BORGHESAN E.

1942 - Miniere del gruppo Rasas (sa Marchessa, Begatrota, Rosas, Mitza Sermentus).
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 3-4, pp. 51-56. Iglesias.

BORGHESAN E.

1945 - Il granito ed il campo filoniano arburese.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 1, pp. 17-20. Iglesias.

BORGHESAN E.

1945 - Giacimenti filoniani a sud del granito Arburese.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 1, pp. 3-16. Iglesias.

BOULADON J.

1952 - Plomb et zinc. - In Géologie des gites minéraux marocains.
Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, N° 87, pp. 179-216. Rabat.

BOULADON J. - JOURAVSKY G.

1952 - Argent. - In Géologie des gites minéraux marocains.
Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, N° 87, pp. 217-221. Rabat.

BOULADON J.

1959 - Les filons d'Aouli et les gites de substitution de Mibladen, deux formes d'une même minéralisation plombifère dans la région de Mideld (Maroc).
Congrès Géologique International de Mexico-Section XIII. pp. 43-63.

BOULADON J.

1960 - Sur les minéralisations en plomb-zinc et en antimoine de la périphérie du Mont Lozère.
Bull. Soc. Géol. Fr., 7e série, t. II, pp. 906-914.

BRUSCA C. - DESSAU G. - JENSEN M. L.

1965 - L'origine dei giacimenti di zinco et piombo dell' Iglesiente alla luce della composizione isotopica dello zolfo dei loro solfuri.

In " Simposium sui problemi geominerari Sardi " - Sous presse. Cagliari.

CALVINO F.

1958 - Contributo alla cronologia delle rocce filoniane sarde.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, pp. 31-37. Iglesias.

CALVINO F.

1961 - Mineralizzazioni di età alpina in Sardegna.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 8, pp 14-31. Iglesias.

CAVINATO A.

1933 - Descrizione di un caratteristico filone della regione arburese (Sardegna)
Periodico di Mineralogia, IV, N° 4. Roma.

CAVINATO A.

1937 - Cenno su un' area metamorfica e sulla genesi e significato di una metallizzazione.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, pp 165-191. Iglesias.

CAVINATO A.

1939 - Epoche metallogeniche in Sardegna.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 2, pp. 42-50. Iglesias

CAVINATO A.

1952 - I fenomeni di ossidazione nelle miniere dell' Iglesiente in Sardegna.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, pp. 9-18. Iglesias.

CAVINATO A.

1954 - Aree metamorfiche in Sardegna.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 3, pp. 5-15. Iglesias.

CAVINATO A.

1954 - La fluoritenel Terziario in Sardegna.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 4, pp. 13-21. Iglesias.

CAVINATO A. - ZUFFARDI P.

1955 - Il giacimento piombifero di s'Ortu Becciu.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, pp. 9-22. Iglesias.

CAVINATO A.

1964 - Giacimenti minerari. - 1 vol., 686 pp.
UTET, edit. Turin.

CAVINATO A. - ZUFFARDI P.

S. D. - Geologia della miniera di Montevecchio.
Notizie sull' Industria del Piombo e dello Zinco in Italia. 1 vol. 40 pp. 38 planches
H. T. - Montevecchio Società Italiana del Piombo et dello Zinco.

CAYEUX L.

1929 - Les roches sédimentaires de France : roches siliceuses.
Mémoires pour servir à l'explication de la Carte Géologique détaillée de la France.
1 vol. 774 p., 30 planches H. T. - Paris.

CAYEUX L.

1931 - Introduction à l'étude des roches sédimentaires.
Mémoires du Service de la Carte Géologique de France.
1 vol., 523 p., planches H. T. - Paris.

CAYEUX L.

1935 - Les roches sédimentaires de France : roches carbonatées.
1 vol., 447 p., planches H. T.
Masson - Paris.

CHAUVEL J. J.

1964 - Sur la nature des microsphères de pyrite contenues dans le minerai de fer
de l'Ordovicien inférieur du synclinal de Martigue-Ferchaud (Ille et Vilaine).
C.R. Somm. Soc. Géol. France. p. 200-201. Paris

CHINAGLIA C.

1930 - Osservazioni sull' Assenza del gesso nei giacimenti calaminari sardi.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 7, pp. 28-29. Iglesias.

CIAMPI A.

1922 - Note geologico-minerarie sui giacimenti cupriferi della regione di Alghero (Sardegna).

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 3, pp. 13-76. Iglesias.

COBBOLD E.S.

1931 - Le genre Olenopsis en France.

Bull. Soc. Geol. France. - Série V, t. 1, p. 561-571. Paris.

COCCO G. - PECORINI G.

1959 - Osservazioni sulle bauxiti della Nurra (Sardegna nord-occidentale).

Accad. Naz. Lincei. Vol. V, Sez. II, pp. 175-214. 2 planches H.T. Rome.

COCCO G. - URAS I.

1959 - Problemi geochimici relativi al giacimento di Monteponi.

Atti Società Toscana di Scienze Naturali. Série A, Vol. LXVI, pp. 363-383. Pise

COCOZZA T.

1965 - Contributo alla stratigrafia del Paleozoico sardo : nuove ricerche sull'affioramento permiano di San Giorgio. (Iglesias).

In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

CODA D.

1898 - Sul minerale di mercurio di Monteponi.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, p. 7. Iglesias.

di COLBERTALDO D.

1948 - The lead and zinc deposits at Raibl in Friuli.

Symposium on the geology, paragenesis and reserves of the ores of lead and zinc.

XVIIIe Congrès Géologique International. pp. 277-289. Londres.

di COLBERTALDO D.

1965 - Osservazioni geologico minerarie e genetiche sul giacimento a Pb-Zn di Pira Roma (Buggerru, Sardegna).

In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

COMTE P.

1937 - La série cambrienne et silurienne du Léon.
C.R. Ac. Sc., t. 204, p. 604-606. Paris.

COTELO NEIVA J. M.

1957 - Considérations sur la géochimie de blendes et de galènes portugaises.
Estudos, Notas e Trabalhos do serviço de Fomento Mineiro. Vol. XI, fasc. 3-4,
p. 204-235. Lisboa.

COURTESSOLE R. - GRIFFE G.

1965 - Contribution à la connaissance de l'Acadien des Monts du Pardailhan.
(Montagne Noire)
C.R. Som. Soc. Géol. Fr., fasc. 7, p. 224-225. Paris.

CZYSKOWSKI S.

1897 - Les venues métallifères de l'Espagne. 1 vol., 430 p.
Imprimerie Nouvelle de Bois-Colombes. Paris.

DAUBREE A.

1879 - Etudes synthétiques de géologie expérimentale. 1 vol., 828 p.
Dunod, Paris.

DEBRENNE F.

1964 - Archaeocyatha : contribution à l'étude des faunes cambriennes du Maroc,
de Sardaigne et de France. - 1 vol., 265 p. + 1 vol., 52 planches.
Notes et mémoires du Service Géologique du Maroc. N° 179. Rabat.

DEICHA G.

1955 - Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. 1 vol., 124 p.
Masson. Paris.

DEMURO P. - URAS I. - VIOLO M. - ZUFFARDI P.

1965 - Considerazioni genetiche sui giacimenti stratoidi Sardi a solfuri, nota 2 :
alcuni giacimenti della zona di Arzana (Ogliastra).
In " Simposium sui problemi geominerari Sardi ". Sous presse. Cagliari.

DENAEYER M. E.

1951 - Tableaux de Pétrographie. - 1 vol., 111 p.
Lamarre. Paris.

DENIZOT G. - DEMANGEON P. - HOULEZ F. - VIDAL J. - MAUREL M.

1956 - Notes sur la Montagne Noire.
Naturalia Monspeliensia. Série Géologie, mémoire N° 4, 55 p., 4 planches.
Montpellier.

DERIU M. - ZERBI M.

1965 - Notizie preliminari sul rilevamento geopetrografico e sulle ambientazioni petrogenetiche relative al giacimento di molibdenite di Monte Mannu, Oschiri.
In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

DERRUAU M.

1962 - Précis de géomorphologie. - 1 vol., 413 p.
Masson. Paris.

DESSAU G.

1935 - Appunti sui giacimenti minerari di Gennamari-Ingurtosu.
Bull. Soc. Géol. Italiana. - LIV - pp. 229-240, 1 planche H. T. Roma.

DESSAU G.

1936 - I minerali dei filoni a nickelio e cobalto dell' Arburese (Sardegna).
Periodico di Mineralogia, anno VII - N. 1, pp. 21-40. Roma.

DESSAU G.

1937 - Studi sulla miniera di Fontana Raminosa.
Periodico di Mineralogia, N° 2, pp. 177-215 + planches H. T. Rome.

DESSAU G.

1956 - Geni sul giacimento di tungsteno e molibdeno di Perda Majori (Sardegna)
Bull. della Società Geologica Italiana, Vol. LXXV, pp. 1-14, 2 pl. H. T. Roma.

DIDIER J. - ROQUES M.

1959 - Sur les enclaves des granites du Massif Central Français.
C.R. Ac. Sc., t. 248, pp. 1839-1841. Paris.

DIDIER J. - ROQUES M.

1960 - Nature des enclaves dans les différents types de granites du Massif Central Français.

XXIe Congrès Géologique International. Part. XIV. pp. 194-206. Copenhague.

DIDIER J.

1962 - Température de formations de certains granites du Massif Central Français d'après l'étude de leurs enclaves d'origine étrangère.

C.R. Ac. Sc., t. 255, p. 2149-2151.

DIDIER J.

1964 - Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central Français.

Annales de la Faculté des Sciences de l'Université de Clermont, N° 23, Géologie et Minéralogie, 7e fascicule. Clermont-Ferrand.

DUCHESNE J. C.

1963 - Un gisement de *Pyritosphaera barberia* dans le Cambrien de la vallée du Baychon (Ardenne Belges).

Ann. Soc. Géol. Belgique, vol. 86, p. 123-130.

DUCHESNE J. C.

1964 - Présence de thalium dans les sulfures de fer de la mine de Pallières (Gard, France).

Annales de la Société Géologique de Belgique. T. 87, Bull. 6-10, pp. 225-232. Liège.

DUNHAM K. C.

1948 - Geology, paragenesis and reserves of the ores of lead and zinc.

Symposium on the geology, paragenesis, and reserves of the ores of lead and zinc. p. 7-13. XVIIIe Congrès Géologique International. Londres.

EMBERGER A.

1965 - Caractères polygénétiques des minéralisations plombifères de la haute Moulouya (gisement d'Aouli, de Mibladen et de Zeïda, Maroc).

C.R. Ac. Sc., t. 260, N° 12, pp. 3433-3436. Paris.

EMMONS W.H.

1936 - Hypogene zoning in metalliferous lodes.
Internat. Géol. Cong. XVI Session, Vol. 1, pp. 417-432. Washington.

FADDA-PASELLA E.

1931 - Nota sui filoni N-O di Nebida mineralizzati in piombo argentifero.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, pp. 25-29. Iglesias.

FERRARA G. - SEGRE A.G. - TONGIORGI E.

1962 - Datazione assoluta con il metodo Rb/Sr di alcune rocce della Sardegna Settentrionale.
Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Série A, vol. LXIX, fasc. II. pp. 469-475.

FERRARIS E.

1898 - Genesi dei giacimenti metalliferi di Monteponi
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 3, pp. 5-13. Iglesias.

FERRARIS E.

1903 - Filone di diabase mineralizzato nella miniera di Monteponi.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 7, pp. 5-6. Iglesias

FERRARIS E.

1922 - Piriti e blende di Funtana Perda.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 3, p. 9. Iglesias.

FIorentin L.

1923 - Rilevamento geologico della regione antracifera della Barbagia compresa fra Seulo e Seui.
Boll. R. Uff. Geol. Ital., t. 49, N° 2, 21 pp, 1 carte H. T. Rome.

FISCHER N.H.

1960 - Review of evidence of genesis of Mt Isa orebodies.
Congrès Géologique International, part. XVI, p. 99-111. Copenhagen.

FREY R.

1937 - La classification moderne des roches éruptives.
Direction Générale des Travaux Publics - Service des Mines et de la Carte
Géologique du Maroc. Notes et mémoires N° 44. 1 vol., 125 pp. Rabat.

FUCHS E. - de LAUNAY L.

1893 - Traité des gîtes minéraux et métallifères. 2 vol., 1827 pp.
Baudry et Cie. Paris.

FUCHS Y.

1963 - Contribution à l'étude géologique et métallogénique de la couverture sédimentaire du dome de Vimenet (Aveyron).
Sciences de la Terre, t. IX, N° 3. pp. 237-291. Nancy.

GEFFROY J. - SARCIA J. A.

1958 - Quelques remarques relatives à la géochimie des filons épithermaux à pechblende.
Bull. Soc. Géol. France. 6e Série, t. 8, pp. 531-536. Paris.

GERBELLA. L.

1934 - Giacimenti di piombo e zinco della Sardegna.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 7-8, pp. 10-14. Iglesias.

GERBELLA L.

1936 - La zona mineraria del Monte Linas.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 1, pp. 16-19. Iglesias.

GEZE B.

1949 - Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales.
Mémoires de la Société Géologique de France. Nouvelle Série. T. XXIX.
Mémoire N° 62, 215 pp. Paris.

GEZE B.

1952 - Sur la stratigraphie et la tectonique des terrains cambriens de l'Iglesiente.
Boll. Soc. Geol. Italiana. Vol. 81, pp. 147-150.

GEZE B.

1956 - Les terrains cambriens et antécambriens dans le Sud du Massif Central Français (Montagne noire et Cévennes méridionales).
XXe Congrès Géologique International. El sistema Cambrico, su paleogeografia y el problema de su base. Part. 1, pp. 185-234. Mexico.

GEZE B.

1960 - L'orogénèse calédonienne dans la Montagne Noire (Sud du Massif Central Français) et les régions voisines.
XXIe International geological Congress, part. XIX, pp. 120-125. Copenhague.

GIGNOUX M.

1950 - Géologie stratigraphique. 1 vol., 735 pp., 155 fig.
Masson. Paris.

GNECH V.

1918 - Il campo di filoni Sant' Anna nella concessione di Gennamare (Arbus).
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda. N° 2, pp. 79-87. Iglesias.

GOGUEL J.

1947 - Répartition des contraintes autour d'un tunnel cylindrique.
Annales des Ponts et Chaussées. N° 2, pp. 157-183. Paris.

GOGUEL J.

1948 - Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre.
Mémoire Carte Géol. Fr., 1 vol., 530 pp. Paris.

GOGUEL J.

1952 - Traité de tectonique. 1 vol., 383 pp.
Masson et Cie. Paris.

GOGUEL J.

1959 - La géologie appliquée aux travaux de l'ingénieur. 1 vol., 357 p.
Masson. Paris.

GORTANI M.

1927 - La série paleozoica nelle Alpi carniche e nella Sardegna.
XIVe Congrès Géologique International, 2e fascicule, pp. 713-717. Biblio.
1 planche. Madrid.

GOUIN L.

1867 - Notice sur les mines de l'île de Sardaigne. 1 vol. 140 pp.
Imprimerie A. Timon. Cagliari.

GRAULICH J.M.

1953 - Etude de la minéralisation du Groupe Ingurtosu-Gennamare.
Rapports de la Société Minière et Métallurgique de Pertusola.
13 pages dactylographiées, 3 fig., 1 carte H. T. Inédit.

Groupe des Etudes Sédimentaires de la Sous-Commission Laboratoires de
Stratigraphie du Comité des Techniciens de la Chambre Syndicale de la Recherche
et de la production du pétrole et du gaz naturel.

1961 - Essais de nomenclature des roches sédimentaires. 1 vol., 78 pp.
Technip. Paris.

GUBLER Y. et alt.

1959 - Problèmes des dolomies. Relations entre mode de gisement et propriétés
physico-chimiques des dolomies.
Rev. Instit. Pétrole. N° 4-5, p. 474-518. Paris.

GUERRINI M.

1942 - I filoni delle miniere di Gennamari e Ingurtosu.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda. N° 5, pp. 77-102. Iglesias.

HAVRE H.

1932 - Esquisse géologique de l'Iglesiente.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 2-3, pp. 17-24. Iglesias.

HAVRE H.

1932 - Tectonique de l'Iglesiente.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda. N° 7, pp. 4-12. Iglesias.

HENROTIN L.

1907 - Monografia del giacimento calaminare tipo della miniera di Nebida.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 3, pp. 8-12. Iglesias.

HENROTIN L.

1913 - Nota sopra alcune roccie caratteristiche della miniera di Santa Lucia.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, pp. 11-12. Iglesias.

HEREZA J. - de AIVARADO A.

1926 - Les gisements métallifères de Linarès et Huelva.
XIVe Congrès Géologique International. Excursion A3. 1 vol., 147 pp. Madrid.

HEWETT D.F.

1928 - Dolomitization and ore deposition.
Economic Geology, N° 8, pp. 821-863. New-Haven.

HUPE P.

1952 - Contribution à l'étude des Trilobites du Maroc - I - Faunes de Trilobites et zones paléontologiques du Cambrien Inférieur de l'Anti-Atlas.
Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, N° 103, p. 41-289 + planches H. T. Rabat.

HUPE P.

1952 - Sur des Problematica du Précambrien III.
Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, N° 103, pp. 297-383 + planches H. T. Rabat.

JACOB E.

1876 - Découverte d'une mine de nickel, cobalt et bismuth en Sardaigne.
Revue de Géologie. Tome XII, pp. 98-99. Paris.

JENSEN M. L. - DESSAU G.

1966 - Ore deposits of Southwestern Sardinia and their sulfur isotopes.
Economic Geology. Vol. 61, pp. 917-932. Lancaster.

JUNG J.

1958 - Précis de Pétrographie. 1 vol. 314 pp.
Masson. Paris.

JUNG J. - BROUSSE R.

1959 - Classification modale des roches éruptives. 1 vol., 122 pp.
Masson. Paris.

KUTINA J.

1957 - A contribution to the classification of zoning in ore veins.
Universitas Carolina Geologica. Vol. 3, N° 3, pp. 197-225. Prague.

LACROIX A.

1913 - Minéralogie de la France et de ses colonies. 5 volumes.
Ch. Beranger. Paris.

LAPADU-HARGUES P.

1957 - Méthode d'analyses des roches et minéraux des roches.
Travaux du Laboratoire de Géologie et Minéralogie de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand - Série documentation, N° 7. 1 vol. dactylographié, 32 pp.

de LAUNAY L.

s.d. - Formation des gîtes métallifères, ou métallogénie. 2e édition.
Encyclopédie scientifique des aide-mémoire.
Gauthier-Villars-Masson. Paris.

de LAUNAY L.

1892 - Histoire de l'Industrie minière en Sardaigne.
Annales des Mines. T. 1, p. 511-538. Paris.

de LAUNAY L.

1897 - Contribution à l'étude des gîtes métallifères.
Annales des Mines. T. 12, pp. 119-227. Paris.

de LAUNAY L.

1899 - Recherche, captage et aménagement des sources thermo-minérales.
Ch. Béranger. 1 vol., 635 p. Paris.

de LAUNAY L.

1906 - La métallogénie de l'Italie et des régions avoisinantes. 1 vol., 140 pp.
Congrès Géologique International. Mexico.

de LAUNAY L.

1913 - Gîtes minéraux et métallifères. 3 vol.
Librairie Polytechnique - Ch.Beranger. Paris - Liège.

LAUZAC F.

1962 - A propos des minéralisations plombo-zincifères à fluorine du Sud-Ouest de la Sardaigne.
C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. N° 7 - p. 195. Paris.

LAUZAC F.

1963 - Sur l'interprétation mécanique de la fracturation d'un champ filonien (Ingurtosu-Monteyecchio. Sardaigne).
C.R. Ac. Sc., T. 256, N° 7, pp. 1563-1565.

LAUZAC F.

1964 - Sur l'existence de cinq formations métallifères dans le district plombo-zincifère du Sud Ouest de la Sardaigne.
C.R. Ac. Sc., T. 258, pp. 2363-2365. Paris.

LAUZAC F.

1965 - Sur l'importance de la direction de fracturation Nord-Sud comme contrôle des minéralisations plombo-zincifères de l'Iglesiente (Sardaigne méridionale). Age de cette fracturation.
C.R. Ac.Sc., T. 260, p. 1462-1464.

LAUZAC F.

1965 - Découverte de renierite dans une blende germanifère de Sardaigne.
Bull. Soc. Fr. Miné. et Crist. - T. LXXXVIII, N° 2, pp. 347-348. Paris.

LAUZAC F.

1965 - Il giacimento piombo-zincifero di San Giovanni (Iglesias, Provincia di Cagliari, Italia).
In " Simposium sui problemi geominerari Sardi ". Sous presse. Cagliari.

LEONE S.

1923 - Limiti orientali dell' ellissoide granitico arburese.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 7, pp. 14-16. Iglesias.

LEONE S.

1929 - Contributo alla genesi dei giacimenti dell' Iglesiente.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda. N° 4, pp. 6-9. Iglesias.

LEONE S.

1930 - Considerazioni generali sui giacimenti metalliferi della Sardegna.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda. N° 5, pp. 6-11. Iglesias.

LINCIO G.

1919 - Milonite negli scisti del Siluriano, presso su Zurfuru, Fluminimaggiore.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda. N° 6, pp. 9-11. Iglesias.

LINDGREN W.

1928 - Mineral Deposits (3e ed.) - 1 vol., 1049 pp.
Mc. Graw-Hill. New-York.

LOVE L.G.

1957 - Micro-organisms and the presence of syngenetic pyrite.
Quart. Journ. Geol. Soc. London. Vol. 113, pp. 429-440. Londres.

LOVE L.G. - ZIMMERMAN D.O.

1961 - Bedded pyrite and micro-organisms from the Mont-Isa shale.
Economic Geology, Vol 56, N° 5, pp. 869-873. Urbana.

LOVERING T.S.

1963 - Epigenetic, diplogenetic and lithogene deposits.
Economic geology. Vol. 58, N° 3, pp. 315-331. Lancaster.

LOVISATO D.

1894 - Sulla senarmontite di Nieddoris in Sardegna e sui minerali che l'accompagnano in quella miniera.
Rendic. r. Accad. Lincei, série V, Vol. III, pp. 82-89. Rome.

LOVISATO D.

1894 - Il Devoniano nel Gerrei (Sardegna).
Rendic. r. Accad. Lincei, série V, Vol. III, pp. 131-135. Rome.

LOVISATO D.

1902 - La bournonite delle miniere dell' Argentiera nella Nurra (Porto-Torres, Sardegna).
Rendic. r. Accad. Lincei, Série V, Vol. 11, pp. 357-361. Rome.

LOVISATO D.

1907 - Giacimento di minerali di tungsteno a Genna Gureu, ai limiti fra Nurri ed Orroli (Cagliari).
Rendic. r. Accad. Lincei, Série V, Vol. 16, pp. 632-638. Rome.

MACCIONI L.

1965 - Il calcescisti nella serie cambrica di S. Angelo (Fluminimaggiore, Sardegna Sud Occidentale).
In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

MAISONNEUVE J.

1960 - Etude géologique sur le Sud de la Corse.
Bull. Serv. Carte Géologique de la France. N° 260, tome LVII, 235 pp.
6 planches H. T. - 1 carte H. T. - Paris.

MARCELLO A. - SALVADORI I. - ZUFFARDI P.

1965 - Prime notizie su un sondaggio eseguito nella valle di Iglesias.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda. N° 3, pp. 13. Iglesias.

MARCELLO A. - SALVADORI I. - ZUFFARDI P.

1965 - Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni nel Cambrico Sardo, nota II: i giacimenti di Campo Pisano e Funtána Perda.
In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

MARCELLO A. - SALVADORI I. - ZUFFARDI P.

1965 - Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni nel Cambrico Sardo, nota III. I giacimenti di Seddas Moddizis.
In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

MARCELLO A. - VALERA R.

1965 - Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni nel Cambrico Sardo, nota V : la zona di Marganai.
In " Simposium sui problemi geominerari Sardi ". Sous presse. Cagliari.

Mc KINSTRY H. E.

1948 - Mining Geology. 1 vol., 680 p.
Prentice Hall. New-York.

MERLO G.

1910 - Dei contatti fra i diversi orizzonti del Cambriano dell' Iglesiente e loro rapporti col fenomeno generale della mineralizzazione.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 4, pp. 13-17. Iglesias.

MERLO G.

1911 - Dell' esistenza di lombo carbonifero fra Monteponi e San Giorgio.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 1, pp. 25-27. Iglesias.

MICHARD A.

1960 - Sur la variété des processus de genèse dolomitique.
C.R. Ac. Sc., T. 251, p. 3025-3027. Paris.

MILLOT G.

1963 - Géologie des argiles. 1 Vol., 499 pp.
Masson. Paris.

MILNER H. B.

1962 - Sedimentary petrography. 2 vol., 1358 p.
George Allen and Unwin Ltd. London.

MINUCCI E.

1935 - Le condizioni del Paleozoico nel Sulcis orientale (Sardegna).
Boll. Soc. Geol. Italiana. N° 54, pp. 75-87. Roma.

MONTALDO P.

1941 - Contributo idrogeologico al problema del Cambrico Sardo.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 3, pp. 37-50. Iglesias.

MUENCH W.

1960 - Ricerche geo-giacimentologiche in Sardegna.
Giornate di studio sulle ricerche geo-giacimentologiche, fasc. 1-2, 8 p. dattil.
Roma.

NELTNER L.

1935 - Sur le Cambrien du Sud marocain, essai paléogéographique.
C.R. Soc. Géol. France, N° 6, pp. 83-85. Paris.

NENTIEN N.

1897 - Etude sur les gîtes minéraux de la Corse.
Annales des Mines, T. 12, pp. 231-296. Paris.

NEW HOUSE H. W.

1942 - Ore deposits as related of structural features.
Prince town University Press. 1 vol., 280 p.

NICOLINI P.

1965 - Types morphologiques et caractères spécifiques des gites métallifères
dans les séries sédimentaires (stratiformes vrais et pénéconcordants).
Chronique des Mines et de la Recherche Minière, N° 340, pp. 79-83, Paris.

NOVARESE V. - LOTTI A.

1898 - Sul basalto della miniera di Gutturu Pala in Sardegna.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, pp. 3-6. Iglesias.

NOVARESE V.

1914 - Il rilevamento geologico delle tavole di Iglesias e di Nebida.
Boll. del Reale Com. Geol. d'Italia, Vol. XLIV, fasc. 1, p. 29-59. Roma.

NOVARESE V. - PILOTTI C. - FIORENTIN L. - PULLE G.

1919 - Carta geologico-mineraria dell'Iglesiente (1/25.000) Foglio Iglesias, n° 233.
Istituto geografico de Agostini. Novara.

NOVARESE V.

1920 - Il Cambriano dell' Iglesiente.
Rend. r. Accad. Lincei, série V, vol. 29, pp. 56-58. Rome.

NOVARESE V. - TARICCO V.

1922 - Il rilevamento geologico delle tavolette di Nebida ed Iglesias.
Boll. R. com. Geol. Ital., vol. XLIX. Roma.

NOVARESE V.

1923 - Contributo alla Geologia dell' Iglesiente. La série paleozoica.
Boll. del R. Ufficio geol. d'Italia. Vol. 49, N° 10, 106 pp., 3 planches. Roma.

NOVARESE V.

1930 - Ancora dell' anello metallifero dell'Iglesiente.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 8, p. 18. Iglesias.

NOVARESE V.

1940 - Il caso di Arenas.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda. N° 4, pp. 124-128. Iglesias.

NOVARESE V.

1942 - Sul Cambriano della Sardegna.
Boll. del R. Ufficio Geologico d'Italia. Vol. LXVII, fasc. 1, note N° 3, 28 p. Roma

NOVARESE V.

1948 - I giacimenti piombo-zinciferi della Sardegna.
Symposium on the geology, paragenesis and reserves of the ores of lead and zinc.
pp. 155-159. XVIIIe Congrès Géologique International. Londres.

PALACHE Ch. - BERMAN H. - FRONDEL Cl.

1944 - The Dana's system of mineralogy. Vol. I, 834 pp.
John Wiley and Sons. New-York.

PALACHE Ch. - BERMAN H. - FRONDEL Cl.

1951 - The Dana's system of mineralogy. Vol. II, 1124 pp.
John Wiley and Sons. New-York.

PARNISARI C.

1918 - Filoni di galena argentifera nell' Iglesiente.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda. N° 8, pp. 281-285. Iglesias.

PAVAN G.

1906 - Mercurio nei minerali della miniera di San Giovanni.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, pp. 7-9. Iglesias.

PAVAN G.

1918 - Il giacimento di su Zurfuru (Fluminimaggiore) in relazione all' origine dei giacimenti dell' Iglesiente e dell' Arburese.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 2, pp. 141-144. Iglesias.

PAVAN G.

1933 - I giacimenti minerari del Terziario Sardo.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 7, pp. 9-23. Iglesias.

PELISSONNIER H.

1956 - Essai d'interprétation tectonique du champ filonien de Chibraz, près Taouz
Annales des Mines, Vol. 145, N° XII, pp. 25-41. Paris. (Maroc).

PELISSONNIER H.

1960 - Minéralisations hydrothermales et structures centrées.
C.R. Ac. Sc., T. 251, pp. 2561-2563. Paris.

PELISSONNIER H.

1961 - Paléoreliefs et minéralisations hydrothermales. La structure paléoinsulaire
Annales des Mines, p. 7-30. Paris.

PELISSONNIER H.

1962 - Classification métallogéniques. Problèmes et essais de synthèse.
Chronique des Mines et de la Recherche Minière, N° 306 (février-mars) pp. 43-57,
N° 307 (avril) pp. 83-95. Paris.

PELISSONNIER H.

1962 - Un facteur de la concentration métallogénique : l'étranglement.
C.R. Ac. Sc. T. 255, pp. 2792-2794.

PELLETIER J.

1960 - Le relief de la Sardaigne.
Revue de Géographie de Lyon, N° hors-série, 1 vol., 484 pp. Lyon.

PELLOUX A.

1921 - Farmacosiderite e simplesite in Sardegna.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, p. 9. Iglesias.

PETÉY J.

1962 - Etude géologique de la région d'Ajaccio (Corse)
Thèse de 3e cycle. 1 Vol. polycopié. 63 pp., carte H.T. Clermont.

dal PIAZ G. - TREVISAN L.

1956 - Lexique stratigraphique international. Vol. I, fasc. II : Italie.
Congrès Géologique International. Commission de stratigraphie. Mexico.
Centre National de la Recherche Scientifique. Paris.

PIEPOLI P.

1934 - Etude microscopique de quelques minerais du filon cobalte-nickelifère de
Riu Planu is Castangias (Gonnosfanadiga, Sardaigne).
Bull. Soc. Fr. Minéralogie, LXII, pp. 270-282. Paris.

PIEPOLI P.

1935 - Sul giacimento stannifero di Canale Serici (Villacidro, Iglesias).
Periodico di Mineralogia, N° 2. pp. 147-169. Rome.

PIOVAN V. - VIOLO M.

1965 - Contributo alla conoscenza delle "quartziti" della zona di Iglesias.
In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

PRETTI S. - SALVADORI I.

1965 - Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni nel Cambrico Sardo,
Nota IV : la zona di Candiazzus.
In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

RAGUIN E.

1949 - Metallogénie hydrothermale et failles vivantes.
Bull. Soc. Géol. France, XIX, p. 145. Paris.

RAGUIN E.

1952 - Sur l'ampleur de la métallogénie régénérée.
XIXe Congrès Géologique International, Section XII, p. 105. Alger.

RAGUIN E.

1957 - Les convergences dans la classification métallogénique.
Neues J.B. Mineral. Abt. T. 91, S 271. Stuttgart.

RAGUIN E.

1957 - Géologie du granite. 1 Vol. 275 pp. Bibliographie.
Masson. Paris.

RAGUIN E.

1962 - Géologie des gîtes minéraux. 1 Vol., 686 p.
Masson. Paris.

RAMDOHR P.

1960 - Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. 1 Vol., 1089 pp.
Akademie Verlag. Berlin.

RANKAMA K. - SAHAMA Th. G.

1950 - Geochemistry.
The University of Chicago Press. 1 Vol., 912 pp. Chicago.

REPOSSI E.

1923 - Azzurite e malachite della miniera di Campo Pisano.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 3, p. 3. Iglesias.

ROQUES M.

1955 - Etude quantitative des myrmékites.
Sciences de la Terre. N° hors série. pp. 189-195. Nancy.

ROSETTI V.

1950 - Minerali di piombo nelle granatite di Orida (Sardagna Sud Occidentale).
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, pp. 5-8. Iglesias.

ROSETTI V. - URAS I. - CHERCHI A.

1953 - Il giacimento di Monte Nieddu di Orroli (Barbagia meridionale Sardegna).
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 7, pp. 11-50. Iglesias.

ROSETTI V. - ZUCCHINI A.

1957 - Baritina della grotta di Santa Barbara.
Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell' Università di Cagliari.
Fasc. 3-4, Vol. XXVI, pp. 240-255 + planches. Cagliari.

ROUTHIER P.

1963 - Les gisements métallifères. 2 Vol. 1282 p.
Masson. Paris.

SALVADORI I.

1958 - Nota preliminare ad uno studio della zona di Salaponi (Gennosfanadiga).
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 2, pp. 9-11. Iglesias.

SALVADORI I.

1959 - Segnalazione di una manifestazione a molibdenite nella zona di Villacidro -
Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni a molibdeno in Sardegna.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5-6, pp. 5-27. Iglesias.

SALVADORI I.

1961 - Contributo alla conoscenza geomineraria del Settore di Teulada (Sardegna
Sud-Occidentale).
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda. Anno LXV, N° 9, 36 p., 12 planches
H. T., Bibliogr. Cagliari.

SALVADORI I.

1961 - Su alcune particolari mineralizzazioni del Sulci (Sardegna Sud-Occidentale).
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda. Anno LXV, N° 8, 16 p., 6 planches
H. T., Bibliogr. Cagliari.

SALVADORI I. - ZUFFARDI P.

1955 - Carta geologica d'Italia. Foglio Punta Acqua Durci-Montevicchio.
N° 224 ISE e 225 IV SO 1/25.000.
Servizio Geologico Italiano. Roma.

SALVADORI I. - ZUFFARDI P.

1955 - Sull'età dei terreni paleozoici di Montevecchio-Ingurtosu-Gennamari.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda. Anno LX, N° 7, p. 11-25, 6 plan-
ches H. T., Iglesias.

SALVADORI I. - ZUFFARDI P.

1956 - Il giacimento Piombo-Zincifero di Canalgrande (Sardegna).
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda. Anno LX, N° 4, p. 5-30, 4 plan-
ches H. T. Iglesias.

SALVADORI I. - ZUFFARDI P.

1960 - Il campo filoniano di sos Enattos (Sardegna).
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda. Anno LXIV, N° 6, 45 p. Bibliogr.
Iglesias.

SALVADORI I. - ZUFFARDI P.

1961 - Il giacimento di Monte Tamara (Sardegna).
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 7, pp. 53-87. Iglesias.

SALVADORI I. - ZUFFARDI P.

1961 - Su una mineralizzazione blendosa in area metamorfica (Murru Mannu-
Orida).
Rendiconti della Società Mineralogica Italiana. pp. 463-475 + planches. Pavia.

SAMSON P.

1954 - Monographie du gîte plombo-zincifère de Touissit (Maroc).
Compagnie Royale Asturienne des Mines.
Thèse d'Université. 1 Vol. photocopié, 75 planches H. T. Nancy.

SAMSON P.

1965 - Le gisement plombo-zincifère de Touissit : monographie et interprétation
géologique.
In " Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc et manganèse du
Maroc ".
Notes et mémoires du Service Géologique Marocain, N° 181, pp. 69-91. Rabat.

SARTORI F.

1911 - Dell' esistenza di un lembo carbonifero fra Monteponi e San Giorgio.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 2, pp. 7-8. Iglesias.

SARTORI F. - TESTA L.

1911 - Il calcare della grotta di Domusnovas.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 7, pp. 11-13. Iglesias.

SARTORI F. - TESTA L.

1913 - Il calcare del Marganai.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 8, pp. 7-9. Iglesias.

SARTORI F. - TESTA L.

1913 - La stratigrafia del paleozoico d'Iglesias.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 2, pp. 9-13. Iglesias.

SARTORI F.

1916 - Fossili nel calcare ceroide.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, p. 63. Iglesias.

SARTORI F. - TESTA L.

1917 - Sui giacimenti piombiferi dell' Iglesiente.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 9, pp. 311-314. Iglesias.

SARTORI F. - TESTA L.

1918 - Filoni di galena argentifera nell' Iglesiente.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 4, pp. 144-145. Iglesias.

SARTORI F. - TESTA L.

1919 - Sulla geologia dell' Iglesiente.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 3, pp. 13-14. Iglesias.

SARTORI F.

1919 - Nel campo dottrinale : teorie e ipotesi. Il profilo di Monteponi.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 7, pp. 28-35. Iglesias.

SARTORI F. - TESTA L.

1920 - Sui filoni Est-Ouest nella dolomia cambriana.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 3, pp. 16-18. Iglesias.

SARTORI F. - TESTA L.

1924 - Possili nel calcare ceroide.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, p. 5. Iglesias.

SARTORI F.

1931 - Sul metallifero dell' Iglesiente.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 2, pp. 10-12. Iglesias.

SARTORI F.

1938 - Sull' età dei filoni dell' Arburese.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, pp. 108-109. Iglesias.

SARTORI F.

1939 - A proposito della nota del Sig. M. SCHWARZBACH riguardante la stratigrafia del Cambriano Sardo.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, pp. 174-177. Iglesias.

SARTORI F.

1939 - Mineralizzazione delle arenarie cambriane.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, pp. 178-179. Iglesias.

SARTORI F.

1941 - Sui solfuri misti primari dell' Iglesiente.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 3, pp. 34-36. Iglesias.

SCHNEIDERHOHN H.

1923 - Chalcographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers.
N. Jahr. f. Miner., vol. 47, pp. 1-38. Stuttgart.

SCHNEIDERHON H.

1941 - Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. 1 Vol., 858 pp.
Gustav Fischer. Iena.

SCHOUTEN C.

1946 - The role of sulfur bacteria in the formation of the so-called sedimentary copper ores and pyritic ore bodies.
Economic Geology, vol. 41, N° 5. pp. 517-538. Urbana.

SITIA G. - VALDIVIESO A. - VIARD J.

1961 - Exploitation par sous-niveaux déblayés à la mine de plomb-zinc de San Giovanni (Sardaigne).
Revue de l'Industrie Minérale. N° spécial du 15-9-61. Ta. 2, p. 189-196. Paris.

SITZIA R.

1965 - Osservazioni su alcuni ferrosmithsoniti di Montevecchio.
In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

SORARU G. B.

1927 - Su una calamina notevolmente cadmifera della miniera di Monteponi.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 2, pp. 8-9. Iglesias.

STEFANI P.

1945 - Studio sul giacimento della zona di Ingurtosu.
Rapport de la Société Minière et Métallurgique de Pertusola.
39 pp. dactylographiées. Inédit.

STEFANI P.

1919 - Sui giacimenti calaminari nelle dolomie bleu o rigate dell' Iglesiasiente.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 2, pp. 17-19. Iglesias.

TAMBURRINI D. - URAS I.

Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni del Cambrio Sardo : la zona di Monte Flacca.
In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

TARICCO M.

1913 - Il Gothlandiano in Sardegna.
Rendic. r. Accad. Lincei. Série V, vol. XXII, pp. 109-115. Roma.

TARICCO M.

1920 - Rinvenimento di *Dyctyonema* nel Cambriano della Sardegna.
Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. 39, pp. XXXIX - XL. Roma.

TARICCO M.

1923 - Il bacino lignitifero di Gonnese (Provincia di Cagliari).
Boll. R. Uff. Geol. Ital. T. 49, N° 9, 14 pp. Roma.

TARICCO M.

1927 - Rocca diabasica negli scisti cambriani.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, p. 5. Iglesias.

TARICCO M.

1928 - Il Cambriano del Sulcis (Sardegna).
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 8, pp. 10-29. Iglesias.

TARICCO M.

1928 - Il Cambriano del Sulcis (Sardegna).
Boll. del R. Uff. Geol. Italia, Vol. LIII, N° 5, pp. 1-20. Roma.

TARICCO M.

1929 - Scisti cambriani a Planu Dentis.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 8, p. 13. Iglesias.

TEIXEIRA C.

1956 - Le Cambrien portugais et ses problèmes.
XXe Congrès Géologique International. - El sistema Cambrico, su paleogeografia y el problema de su base. Part. 1, pp. 235-242. Mexico.

TEMPLE K. L.

1965 - Syngensis of sulfide ores : an evaluation of biochemical aspects.
Economic Geology, Vol. 59, N° 8, pp. 1473-1491. Lancaster.

TESTA L. - SARTORI F.

1912 - Le filladi di Malacalzetta.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 2, p. 19. Iglesias.

TESTA L. - SARTORI F.

1912 - Dolomia e calcaire metallifere.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 7, pp. 11-12. Iglesias.

TESTA L.

1914 - Il terreno carbonifero a Sud di Monteponi.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 3, pp. 31-34. Iglesias.

TESTA L. - BINETTI A.

1918 - Manifestazioni di rocce eruttive nei calcari metalliferi dei dintorni d'Iglesias.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, pp. 178-179. Iglesias.

TESTA L. - BORHESAN E.

1918 - Conglomerato di epoca ignota a Monte su Bugattu (Monte Onixeddu) Iglesias.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 1, pp. 21-23. Iglesias.

TESTA L. - SARTORI F.

1918 - Giacimenti nella dolomia cambrina.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 8, pp. 286-289. Iglesias.

TESTA L. - SARTORI F.

1919 - Estensione del Cambriano a Sud d'Iglesias.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 7, pp. 26-28. Iglesias.

TESTA L.

1920 - Banchi d'arenaria e conglomerati di epoca indeterminata nell' Iglesiente.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 3, p. 18. Iglesias.

TESTA L.

1921 - Nuova zona di Cambriano presso Fluminimaggiore.

Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, pp. 12-13. Iglesias.

TESTA L.

1922 - Filone di diabase in Monte Fenugu (Iglesias).
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, p. 18. Iglesias.

TESTA L. - SARTORI F.

1941 - I mutamenti della superficie a Monteponi.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, pp. 93-98. Iglesias.

THORAL M.

1935 - Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire.
Bull. Serv. Carte Géol. France, T. 38, N° 192, 308 p., 52 fig. 5 planches
1 Carte. Paris.

THORAL M.

1935 - Contribution à l'étude paléontologique de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire et révision sommaire de la faune cambrienne de la Montagne Noire
1 Vol., 362 p., 35 planches H. T.
Imprimerie de la Manufacture de la Charité. Montpellier.

TORNQUIST A.

1902 - Ergebnisse einer Bereisung der Insel Sardinien.
Sitzungsberichte der Königlich preussischen Akademie der Wissenschaften
N° 35, p. 808-829. Berlin.

TRUDU I.

1965 - Recupero dell' argento nel materiale " Ricco Argento " trattato alla seconda sezione della laveria S. Giovanni. Prove varie industriali e di laboratorio. Considerazioni economiche. Orientamenti di marcia.
In " Simposium sui problemi geominerari sardi ". Sous presse. Cagliari.

TURNER F. J. - VERHOOGEN J.

1951 - Igneous and metamorphic petrology. 1 Vol., 602 pp.
Mc Graw-Hill. New-York.

URAS I.

1951 - Studio sulla mineralizzazione della miniera di " Sa Duchessa ".
Periodico di Mineralogia, N° 1-2, pp. 117-133. Rome.

URAS I.

1956 - Il giacimento fluoritico di Monreale (Sardegna).
Periodico di Mineralogia, N° 1, 31 pp. Rome

URAS I.

1957 - Il giacimento piombifero di Tiny-Arenas.
Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda, N° 7, pp. 3-32 + planches H. T. Iglesias.

URAS I.

1957 - Su una cerussite stalattitica della miniera di Arenas.
Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda, N° 5-6, pp. 5-11. Iglesias.

URAS I.

1958 - Notizie sul giacimento fluoritico di "is Murvonis" in territorio di Domusnovas (Sardegna Sud-Occ.).
Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda, N° 7, pp. 17-34. Iglesias.

URAS I.

1965 - Contributo alla conoscenza dei calcari blendosi della miniera di San Giovanni
In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

URAS I.

1965 - Considerazioni genetiche sui giacimenti stratoidi Sardi a solfuri. Nota I.
Alcuni giacimenti del Sulcis.
In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

VAILATI G.

1966 - Concentrazioni di minerali di piombo e zinco legate a fenomeni tettonici
nel giacimento di Gorno.
"Simposium Internazionale sui giacimenti minerari dell'Alpi." Sous presse. Trento

VALERA R.

1965 - Il giacimento cuprifero di Torpe (Nuoro, Sardegna Orientale).
In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

VARDABASSO S.

1933 - Sulla giacitura e forma del nucleo granitico del massiccio corso-sardo.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 7, pp. 25-29. Iglesias.

VARDABASSO S.

1939 - Le grandi metallizzazioni entro il paleozoico della Sardegna.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, pp. 197-200. Iglesias.

VARDABASSO S.

1940 - Qual' è il profilo normale del Cambrico Sardo ?
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 3, pp. 100-110. Iglesias.

VARDABASSO S.

1941 - Segnalazione del cosiddetto " Post gotlandiano " nell' Iglesiente settentrionale.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, pp. 99-105. Iglesias.

VARDABASSO S.

1948 - Geologia dei giacimenti ercinici piombo-zinciferi della Sardegna.
Simposium on the geology, paragenesis and reserves of the ores of lead and zinc, p. 257-265. XVIIIe Congrès Géologique International. Londres.

VARDABASSO S.

1948 - Inquadratura geologica dei giacimenti Sardi.
Atti del Congresso Minerario Italiano. Cagliari.

VARDABASSO S.

1948 - Il paleozoico dell' Iglesiente Schizzo et profilo Geominerario dei Settori Cambrico e Silurico.
Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell' Università di Cagliari. Vol. XVII, Fasc. 2, 1 p., carte.

VARDABASSO S.

1949 - Carta geologica della Sardegna (1/750.000).
Società Elettrica Sarda. Roma.

VARDABASSO S.

1950 - Osservazioni geologiche sul Cambrico del Fluminese.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 4, pp. 27-33. Iglesias.

VARDABASSO S.

1950 - Il problema stratigrafico del Cambrico Sardo.
Rend. Acc. Naz. Lincei. Cl. Sc. fisiche, matematiche et naturale. Vol 9,
pp. 312-319. Firenze.

VARDABASSO S.

1955 - Sardegna speleologica.
Rassegna Speleologica Italiana. Fasc. 3, pp. 119-136. Como.

VARDABASSO S.

1959 - Der Permische Vulkanismus in Sardinien.
Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band. pp. 159-172. Stuttgart.

VASSENA R. A.

1942 - Relazione sul giacimento della miniera d'Orbai.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, pp. 73-76. Iglesias.

VECELLI C.

1930.- Studio sull' anello metallifero dell' Iglesiente.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 6, pp. 17-22. Iglesias.

VECELLI C.

1931 - Ancora dell' anello metallifero dell' Iglesiente.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 2, pp. 13-17. Iglesias.

VIOLO M.

1965 - Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni nel Cambrico Sardo :
la zona di Monte Onixeddu - Monte Uda.
In " Simposium sui problemi geominerari Sardi ". Sous presse. Cagliari.

VOIRIN J.

1965 - Géologie du gisement plombo-zincifère de Bou Becker.
In " Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc et manganèse du Maroc ".
Notes et Mémoires du Service Géologique Marocain, N° 181, pp. 21-68. Rabat.

WINCHELL A. N.

1951 - Elements of optical mineralogy. Part. II, 1 Vol., 551 p.
John Wiley and Sons. New-York.

ZOPPI G.

1888 - Descrizione geologico-mineraria dell' Iglesiente.
Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia., Vol IV. Roma.

ZUCCHINI A.

1959 - Brevi appunti sulla sedimentazione cambrica nell' Iglesiente (Sardegna S-O)
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5-6, pp. 49-60. Iglesiente.

ZUFFARDI P.

1948 - Il giacimento piombo-zincifero di Montevecchio, Sardegna.
Simposium on the geology, paragenesis and reserves of the ores of lead and zinc.
p. 266-276. XVIIIe Congrès Géologique International. Londres.

ZUFFARDI P.

1952 - Primi appunti su un sondaggio eseguito in Regione Funtanazza (Sardegna Sud Occidentale).
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 3, pp. 5-16. Iglesias.

ZUFFARDI P.

1953 - Alcune caratteristiche dei giacimenti minerari sardi, in relazione ai problemi della loro coltivazione e della meccanizzazione e del lavoro.
Atti del Convegno di Studi per l'industrializzazione della Sardegna.

ZUFFARDI P.

1953 - Primi risultati delle ricerche sulla profondità delle mineralizzazioni e sull' imbasamento granitico di Montevecchio.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 5, p. 5-39. Iglesias.

ZUFFARDI P.

1954 - Carta geologica d'Italia. Foglio Guspini, N° 225 IV SE. 1/25.000.
Servizio Geologico Italiano. Roma.

ZUFFARDI P.

1958 - Su una nuova segnalazione di cassiterite in Sardegna e sulla presenza di tracce di stagno in alcuni adunamenti idrotermali sardi.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 4, pp. 27-38. Iglesias.

ZUFFARDI P.

1960 - Segnalazione della presenza di monheimite fra i minerali del giacimento di Montevecchio.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 8, pp. 3-7. Iglesias.

ZUFFARDI P.

1961 - Il problema della ricerca a levante di Montevecchio : considerazioni tettoniche e paleogeografiche.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 7, pp. 41-52. Iglesias.

ZUFFARDI P.

1962 - Fenomeni di ricircolazione nel giacimento di Montevecchio e l'evoluzione in profondità della sua mineralizzazione.
Resoconti dell' Associazione Mineraria Sarda, N° 1-2, pp. 3-57 + planches H. T. Iglesias.

ZUFFARDI P.

1962 - Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni nel Cambrio Sardo.
Resoconti dell' Associazione mineraria Sarda, N° 4, 24 pp. + planches. Iglesias.

ZUFFARDI P. - SALVADORI I.

1964 - Supergene sulfides and sulfates in the supergene zones of sulfide ore deposits.
Developments in sedimentology. Vol. 2, pp. 91-99. Elsevier publishing Company. Amsterdam.

ZUFFARDI P.

1965 - Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni nel Cambrico Sardo.
Nota VI : riassunto e interpretazione attuali.
In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

ZUFFARDI P.

1965 - Structure sedimentarie in talune mineralizzazioni paleozoiche sarde a solfuri
In "Simposium sui problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

ZUFFARDI P.

1965 - Sulla composizione isotopica del piombo in alcune galena sarde e sul suo
significato geo-giaccimentologico.
In "Simposium problemi geominerari Sardi". Sous presse. Cagliari.

ANNEXES

- A. Coordonnées UTM des points cités.
- B. Liste des figures.
- C. Liste des photographies.
- D. Tableau récapitulatif des analyses chimiques.
- E. Tableau récapitulatif des analyses à la microsonde de Castaing.
- F. Planches hors texte.

A. COORDONNEES UTM DES LIEUX CITES

- N. B. - Tous les points sont situés dans la zone 32 S, carré M J
- Dans la classification alphabétique des noms de lieux, il n'a pas été tenu compte de l'article (en sarde sa, su, is).

=====

s'Acqua Resi	519 574
Antas	573 605
Arbus	656 754
s'Arcu sa Cruxi	600 586
Arenas	621 614
Arrocas de is Istellas	595 730
Baueddu	601 593
Bau Mannu	533 627
Bidderdi	584 718
Buggerru	487 613
Cabitza	596 502
Cala Domestica	466 585
Campo Pisano	607 500
Campumari	520 500
Campu su Pirastu	538 502
Canal Grande	484 574
Candiazus	540 618
Casa Cordeddu	664 769
Casa Taglianu	584 497
Casargiu	587 754
Cracinadas	503 613
Cuccu s'Egaiu	553 475

Cuccuru is Feurras	590	486
Cuccuru de is Forgias	576	473
Cuccuru Matteus	576	479
Cuccuru Medau Arenas	628	615
Cuccuru Trebini	587	484
s'Ega s'Acqua	603	585
s'Ega Porceddu	567	486
Fluminimaggiore	571	655
Funtanamare	515	494
Funtana Perda	610	474
Furruxiu Lindiri	576	459
Genna Aragosta	608	581
Genna Bogai	568	585
Genna Luas	610	489
Gennamare	569	719
Gennaruta	557	518
Su Gisteru	508	603
Gonnesa	545	466
Guspini	681	769
Iglesias	598	519
Ingurtosu	580	748
Lissandrus	512	636
Malacalzetta	614	586
Malfidano	495	607
Masua	512	538
sa Moddizzera	604	600
Monserrau	511	618
Monte Anna	513	618
Monte Agruxiau	560	511
Monte sa Bagattu	575	450

Monte Gennargentu	539 631
Monte Gloria	507 571
Monte Nieddu	518 617
Monte Onixeddu	565 457
Monteponi	578 505
Monte Rexio	491 599
Monte Serrau	611 617
Monte Uda	555 467
Montevecchio	632 788
Nanni Frau	509 621
Naracauli	565 743
Nebida	516 521
Nieddoris	576 706
Perdu Marras	624 616
Pinnadeddu	571 732
Pinna Perda	623 624
Pira Roma	524 593
Pitzu Luas	537 513
sa Planedda	500 598
Planu Dentis	522 606
Planu Sartu	481 612
Ponte Cartau	563 497
Pozzo Crabulassu	585 724
Punta Cortis	515 547
Punta Cugui	632 750
Punta di Tiny	630 608
Punta Lorenzeddu	584 739
Punta sa Pibera	628 722
Punta sa Torre	552 482
Regione Grevidi	651 768
Rocca Abruxiadda	594 743

San Benedetto	595	573
San Giorgio	583	480
San Giovanni	555	491
San Giovanneddu	568	487
San Pietro	540	530
Santa Lucia	542	659
Scalittas	512	589
sa Sedda de is Fossas	588	477
Seddas Moddizzis	571	477
Segarino	524	613
Serra Irixi	575	471
sa Serra de Mesu	597	486
su Sollu	528	627
Tiny	626	605
Trebuzzus	626	627
su Zurfuru	571	641

=====

B. LISTE DES FIGURES

- 1 Localisation géographique de la région étudiée.
- 2 Carte géologique simplifiée de la Sardaigne.
- 3 Situation des mines et des principaux indices miniers sardes.
- 4 Plan schématique du champ filonien de Monreale.
- 5 Formation des terrains cambro-siluriens de l'Iglesiente selon ZOPPI.
- 6 Coupe simplifiée de Pitzu Luas.
- 7 Coupe détaillée des alternances gréso-dolomitiques de Pitzu Luas.
- 8 Coupe de s'Arcu sa Cruxi.
- 9 Coupe synthétique du Cambro-ordovicien sarde.
- 10 Relations entre le granite d'Arbus et le granite leucocrate.
- 11 Relations entre le granite d'Arbus, le granite leucocrate et les aplites à tourmaline.
- 12 Coupe synthétique du massif granitique de l'Arburese.
- 13 Coupe du plateau de Campumari.
- 14 Tableau récapitulatif de l'histoire tectonique du Paleozoïque du Sud-Ouest sarde.
- 15 Orientation des contraintes principales dans le cas d'un parallélépipède rectangle soumis à trois pressions inégales, de directions orthogonales.
- 16 Répartition théorique de la fracturation au cours de l'expérience conduite selon la figure 15.
- 17 Diagramme de Mohr.
- 18 Courbe intrinsèque.
- 19 Exemple de représentation graphique des rapports contraintes-fracturation
- 20 Coupe N-S du filon Sant' Antonio de Montevecchio.
- 21 Plan schématique du champ filonien de Pinadeddu.
- 22 Plan schématique du champ filonien de Gennamare.
- 23 Répartition des contraintes lors de la fracturation du champ filonien d'Ingurtosu-Montevecchio.
- 24 Stéréogramme du champ filonien de l'Arburese.

- 25 Relations entre la direction des filons de l'Arburese et la minéralisation.
- 26 Quelques aspects de la minéralisation du champ filonien de l'Arburese.
- 27 Plan schématique du champ de San Giovanni.
- 28 Coupe Est-Ouest du plateau de San Giovanni.
- 29 Coupe Nord-Sud du Contact.
- 30 Plan de la masse Pozzo IV, niveaux 255 et 180.
- 31 Mode de gisement de la " Blende en plaquettes ".
- 32 La zone des Blendeux.
- 33 Plan géologique des masses Pozzo III et Pozzo I, niveau +6.
- 34 Plan géologique de la masse Pozzo III, niveau +30.
- 35 Les Riches en Argent, zone de Crocera, niveau +255.
- 36 Plan schématique du champ de Monteponi.
- 37 Coupes S.E. - N.W. de Monteponi.
- 38 Coupe Est-Ouest de Monteponi.
- 39 Plan schématique du champ de Seddas Moddizzis.
- 40 Les deux phases de plissement de l'anticlinal de Gonnese-Funtana Perda.
- 41 Mine de Monte Onixeddu. Projection des masses minéralisées principales dans un plan W N W - E SE.
- 42 Coupe du gisement de s'Acqua Resi.
- 43 Carte géologique de Canal Grande.
- 44 Coupe du gisement de s'Ega s'Acqua.
- 45 Coupe de Campo Pisano.
- 46 Plan du gisement d'Arenas-Tiny.
- 47 Coupe synthétique du gisement d'Arenas-Tiny.
- 48 Plan géologique de Bruncu su Sollu, niveau 525.
- 49 Coupe des sondages de su Sollu.
- 50 Plan schématique des colonnes minéralisées de su Zurfuru.

HORS - TEXTE :

- Plan du champ filonien de l'Arburese.
- Plan des affleurements filoniens de Gennamare.
- Plan géologique de surface de San Giovanni-San Giovanneddu
- Plan de surface de Su Sollu.
- Carte géologique au 1/25.000 de l'Arburese.
- Carte géologique au 1/25.000 de la région de Buggerru.
- Carte géologique au 1/25.000 de l'Orrida.
- Carte géologique au 1/25.000 de la région d'Iglesias.
- Légende des cartes géologiques au 1/25.000.
- Plan d'assemblage des cartes géologiques au 1/25.000.

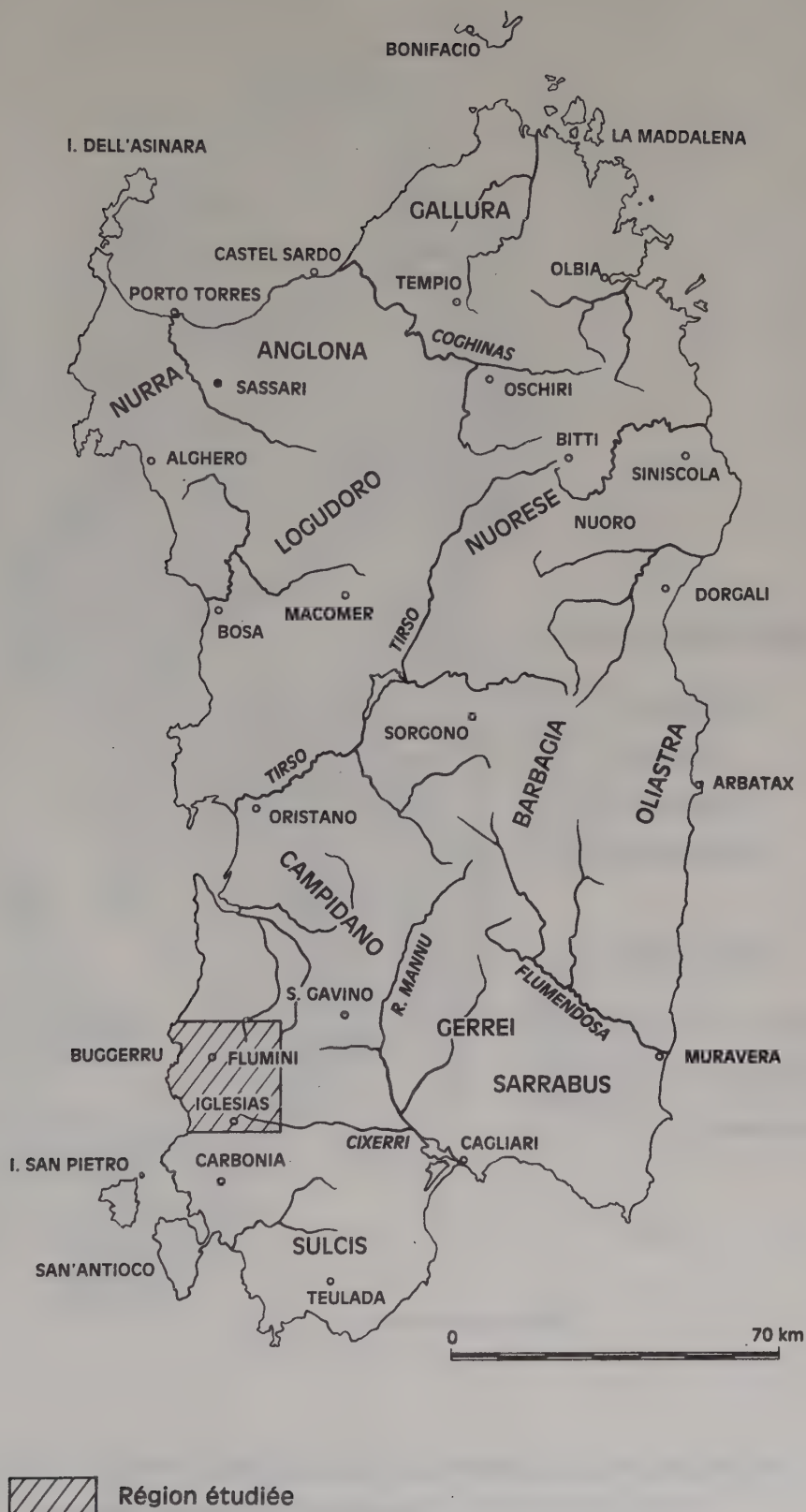


Fig. 1 LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

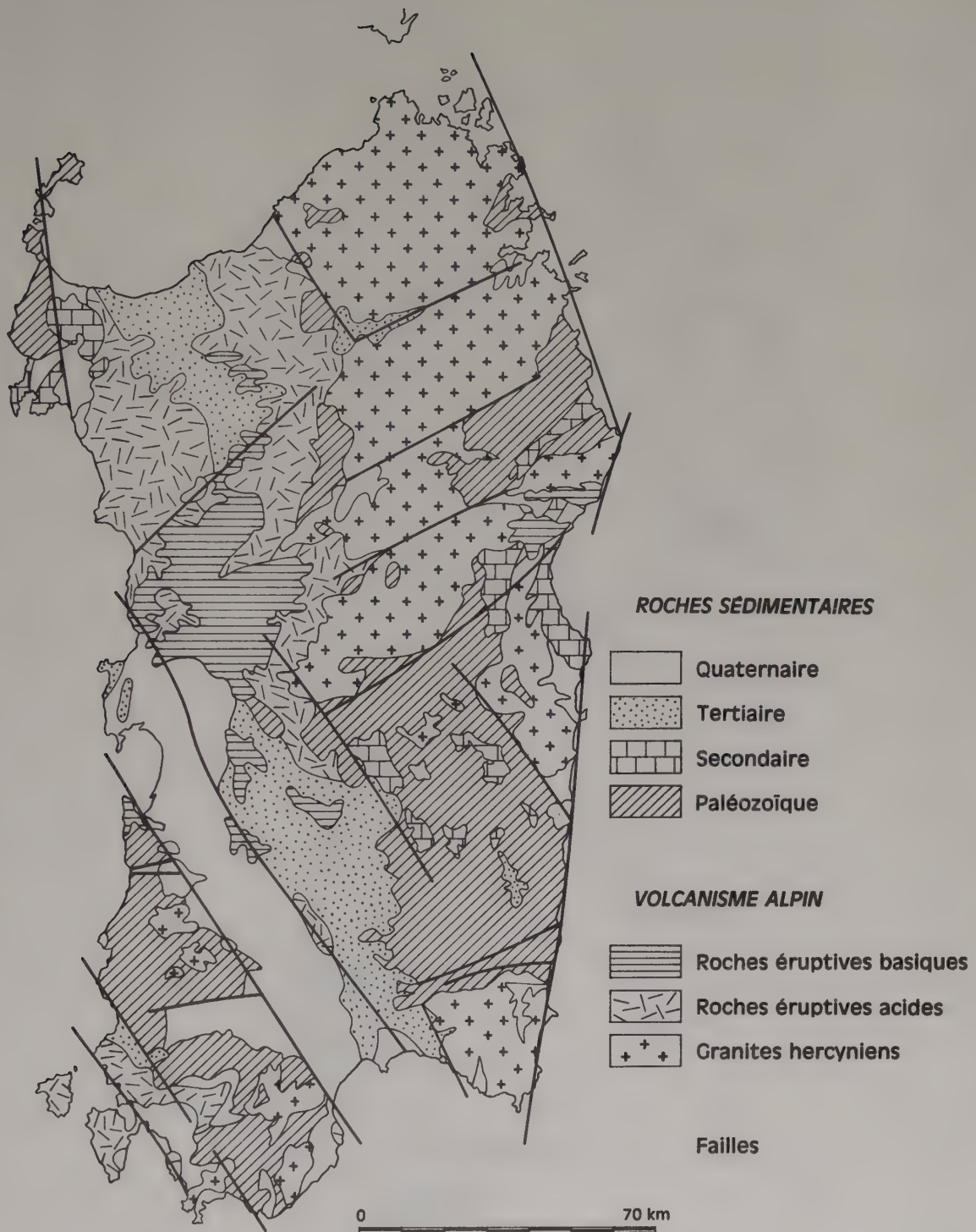


Fig. 2 CARTE GÉOLOGIQUE SIMPLIFIÉE DE LA SARDAIGNE
 (D'après documents cartographiques de S. VARDABASSO et P. ZUFFARDI)



**Fig. 3 LOCALISATION DES MINES
ET DES PRINCIPAUX INDICES MINIER SARDES**



Fig. 4

LE CHAMP FILONNIEN DE MONREALE

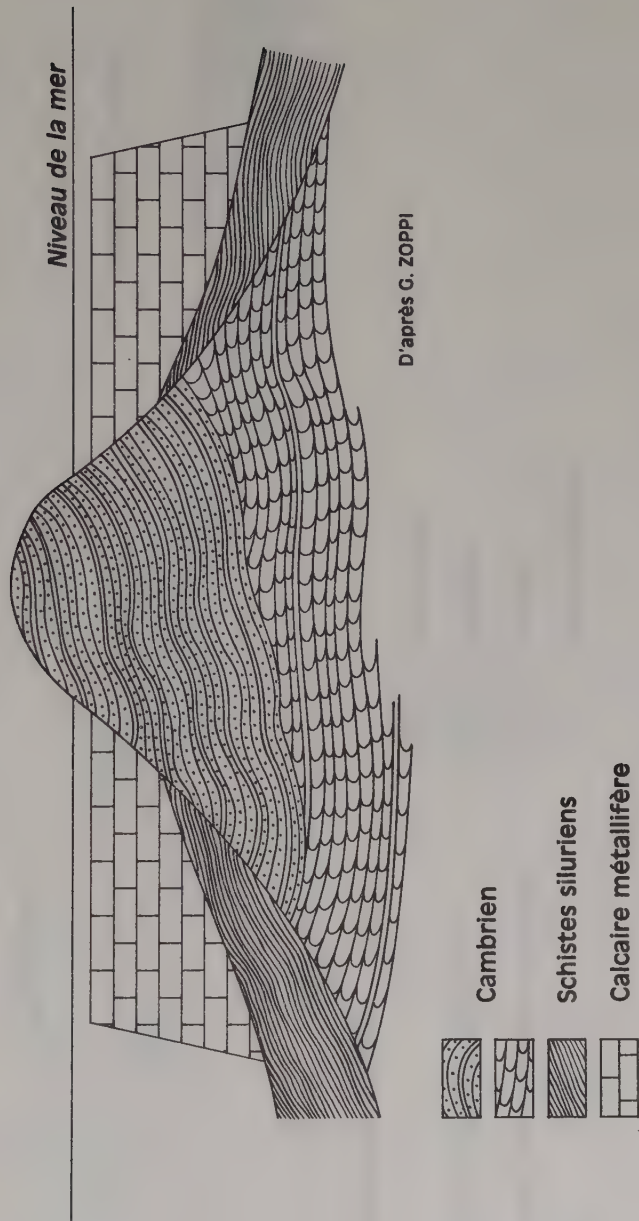


Fig. 5 FORMATION DES TERRAINS CAMBRO-SILURIENS DE L'IGLESIENTE THÉORIE DE ZOPPI

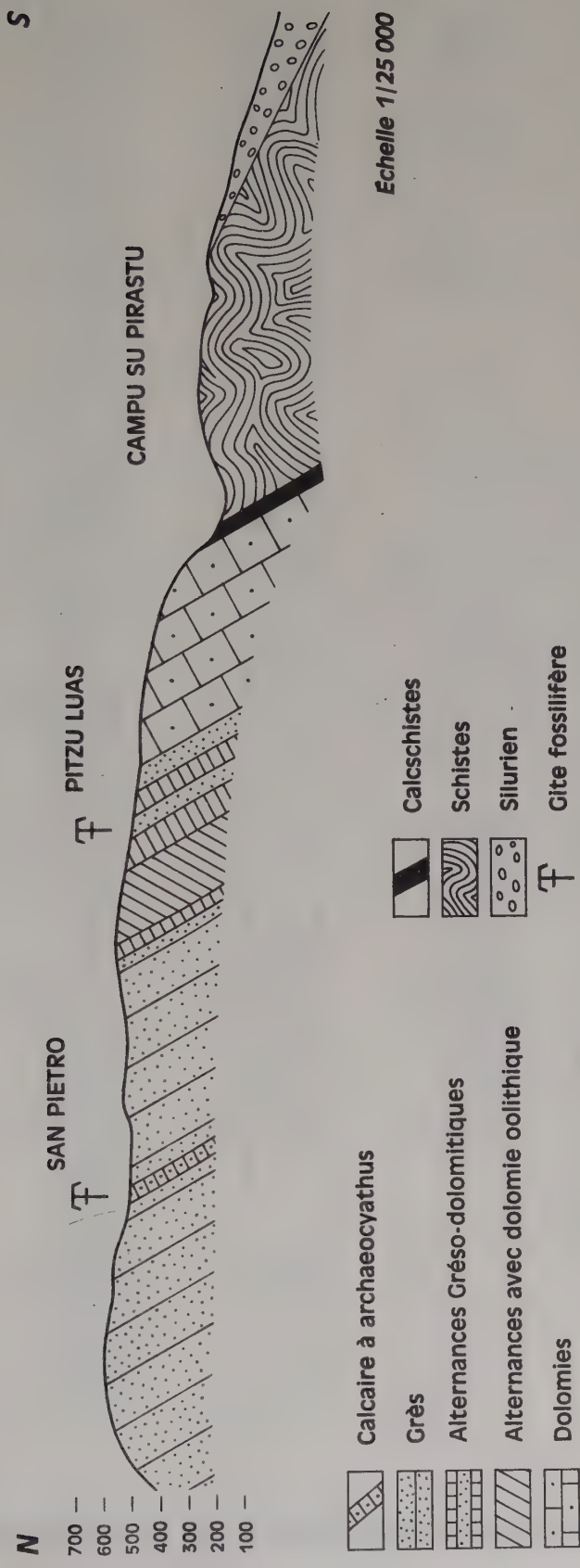


Fig. 6 COUPE SIMPLIFIÉE DE PITZU LUAS

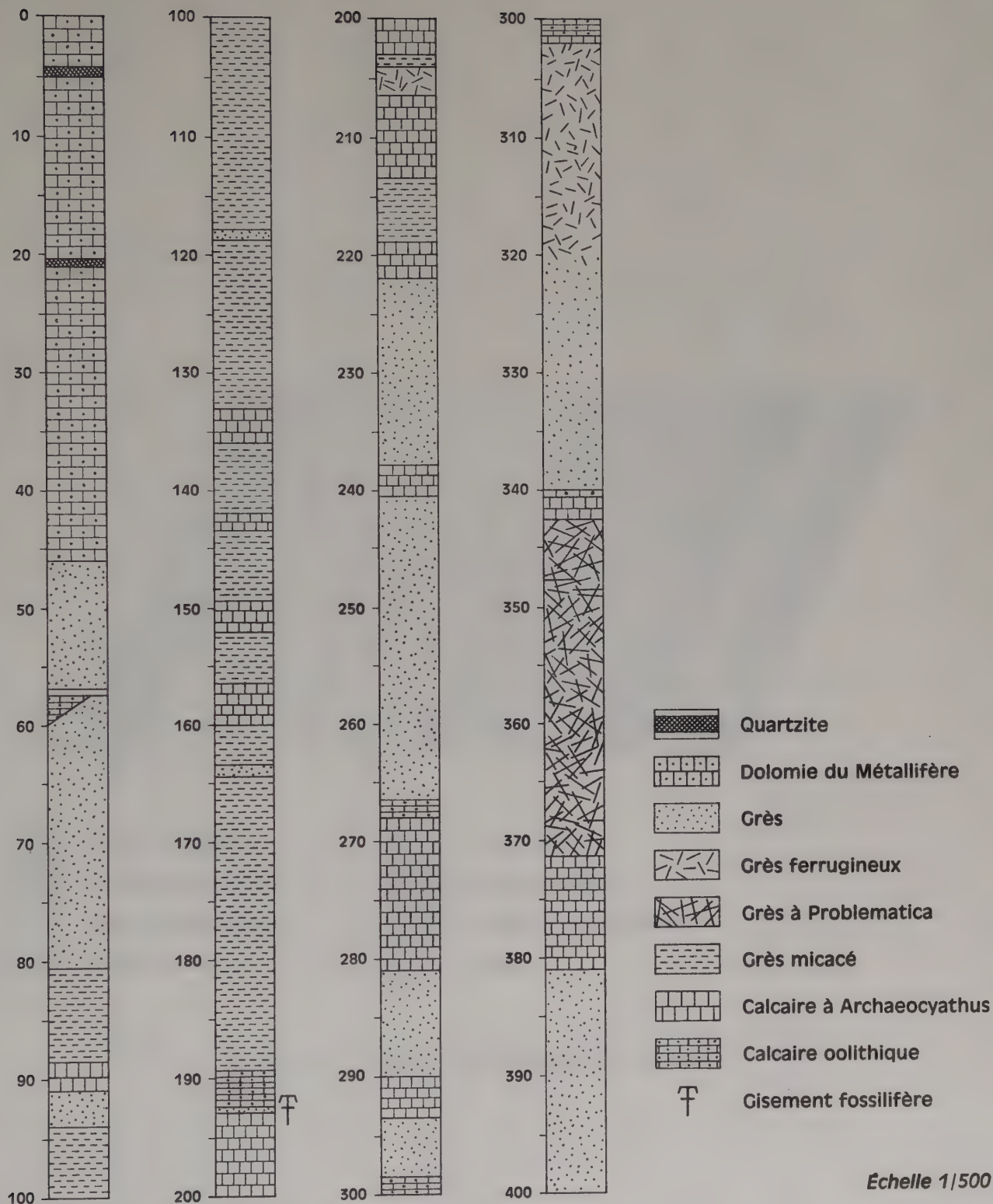
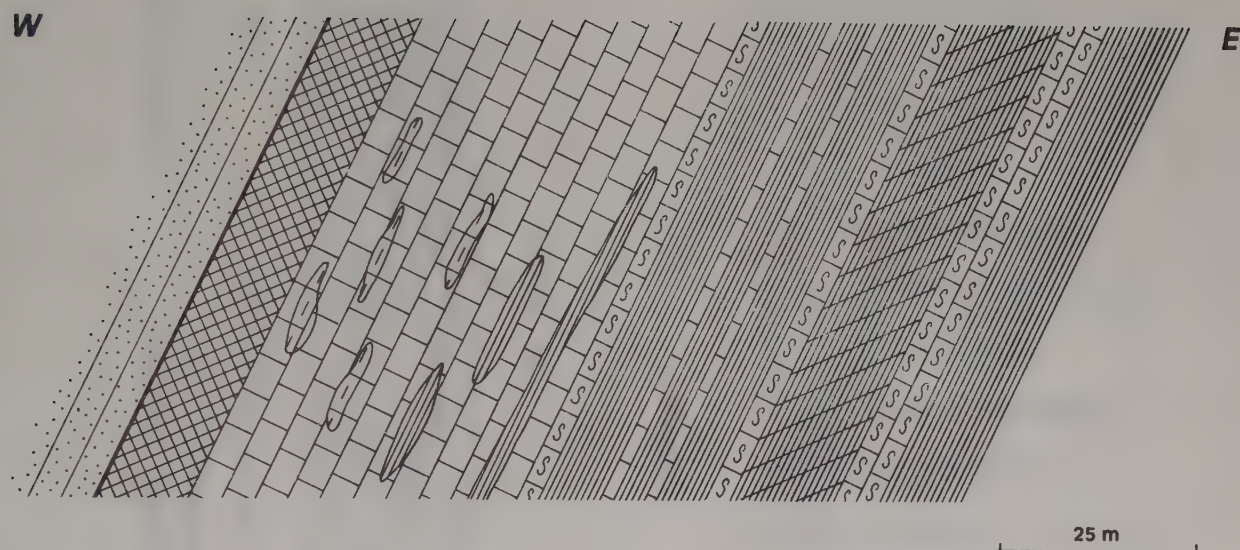


Fig. 7 COUPE DÉTAILLÉE DES ALTERNANCES GRESO-DOLOMITIQUES DE PITZU LUAS



25 m



Grès cambriens



Brèche dolomitique



Calcaire Métallifère



Dolomie jaune



Calcschistes



Schistes rouges



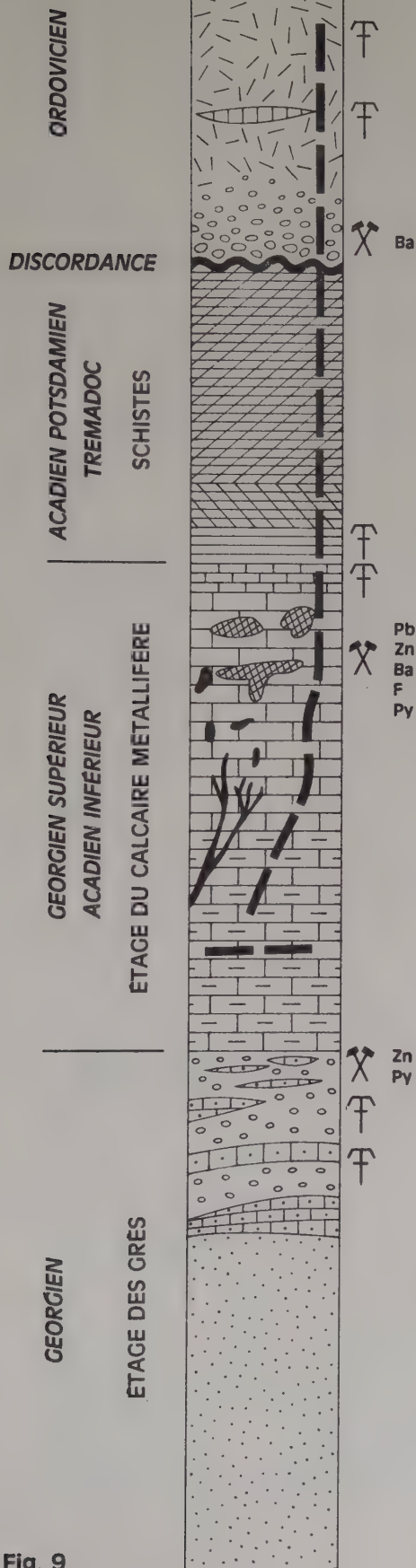
Schistes versicolores



Faille

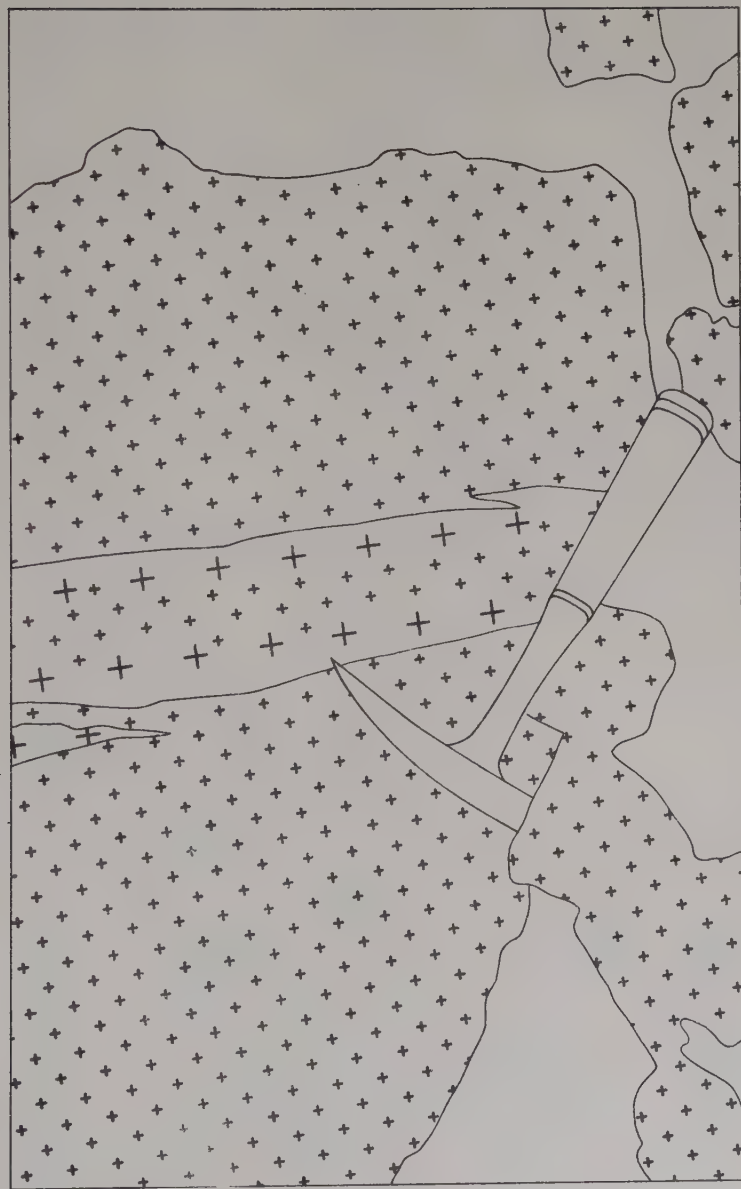
Fig. 8

COUPE DE S'ARCRU SA CRUXI



COUPE SYNTHÉTIQUE DU CAMBRO-ORDOVICIEN SARDE RÉGION D'IGLÉSIAS

Fig. 9



Granite d'Arbus Faciès principal
Granite leucocrate

Fig. 10 RELATIONS ENTRE LE GRANITE D'ARBUS ET LE GRANITE LEUCOCRATE REGIONE GREDIVI (ARBUS)

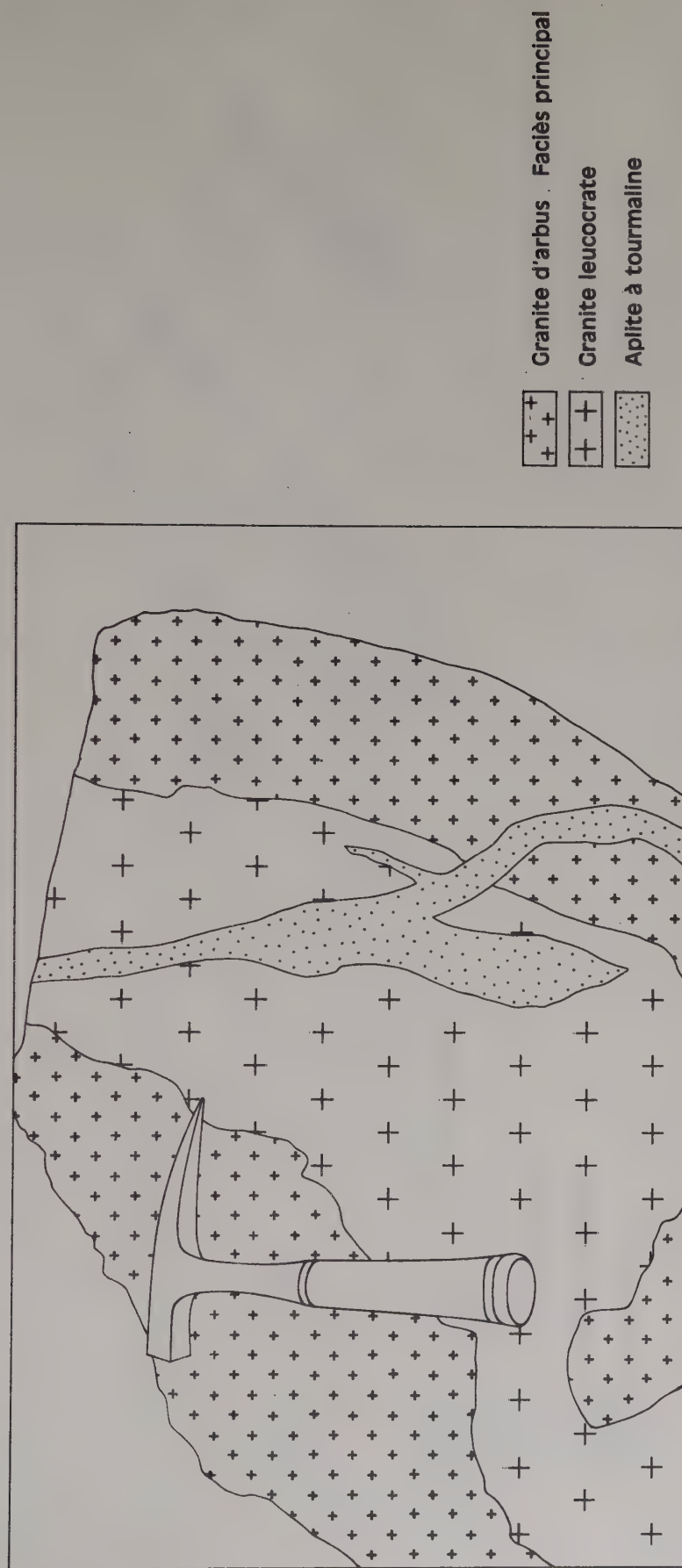


Fig. 11

RELATIONS ENTRE LE GRANITE D'ARBUS, LE GRANITE LEUCOCRATE ET LES APLITES A TOURMALINE
(ROUTE ARBUS-MONTEVECCHIO)

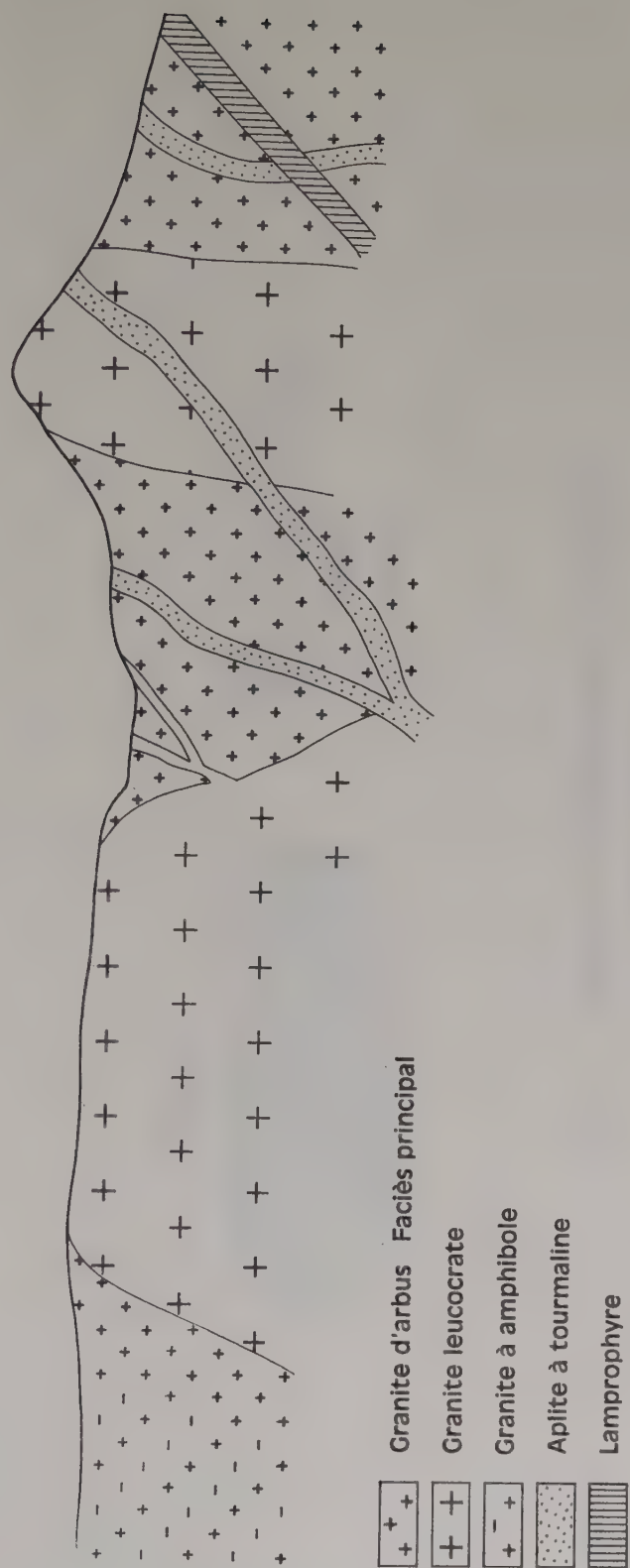


Fig. 12 COUPE SYNTHÉTIQUE DU MASSIF GRANITIQUE DE L'ARBURESE

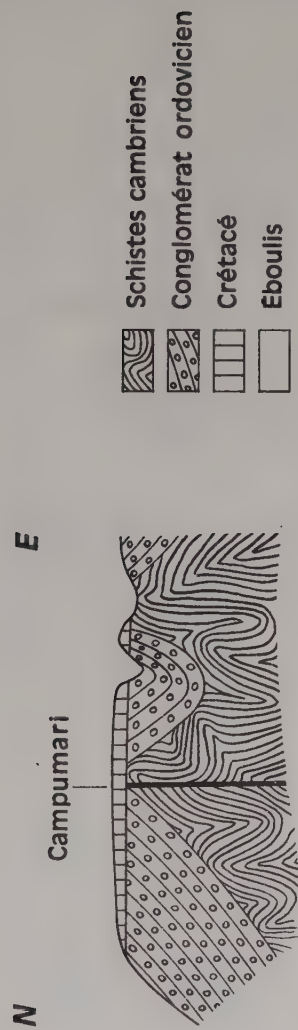
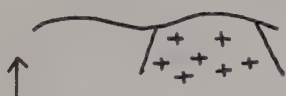


Fig. 13 COUPE DU PLATEAU DE CAMPUMARI

Echelle 1/25 000

14 - TABLEAU RECAPITULATIF DE L'HISTOIRE TECTONIQUE

DU PALEOZOIQUE DU SUD-OUEST SARDE

Etages	Paléophysiographie	Orogenèse	Magmatisme
Stephanien Inférieur	Episode continental 	Orogenèse hercynienne	Granites granophyres
Post-Gothlandien	Subsidence. Domaine du géosyn- clinal hercynien 	Phase érienne ou ardennaise ?	
Gothlandien	Episodes lagunaires locaux 	Phase taconique	
Ordovicien	Dépôt des conglomérats Episode continental 	Phase sarde	Diabases ?
Cambrien	Schistes Calcaires Grès [↑ Approfondissement Zone littorale		

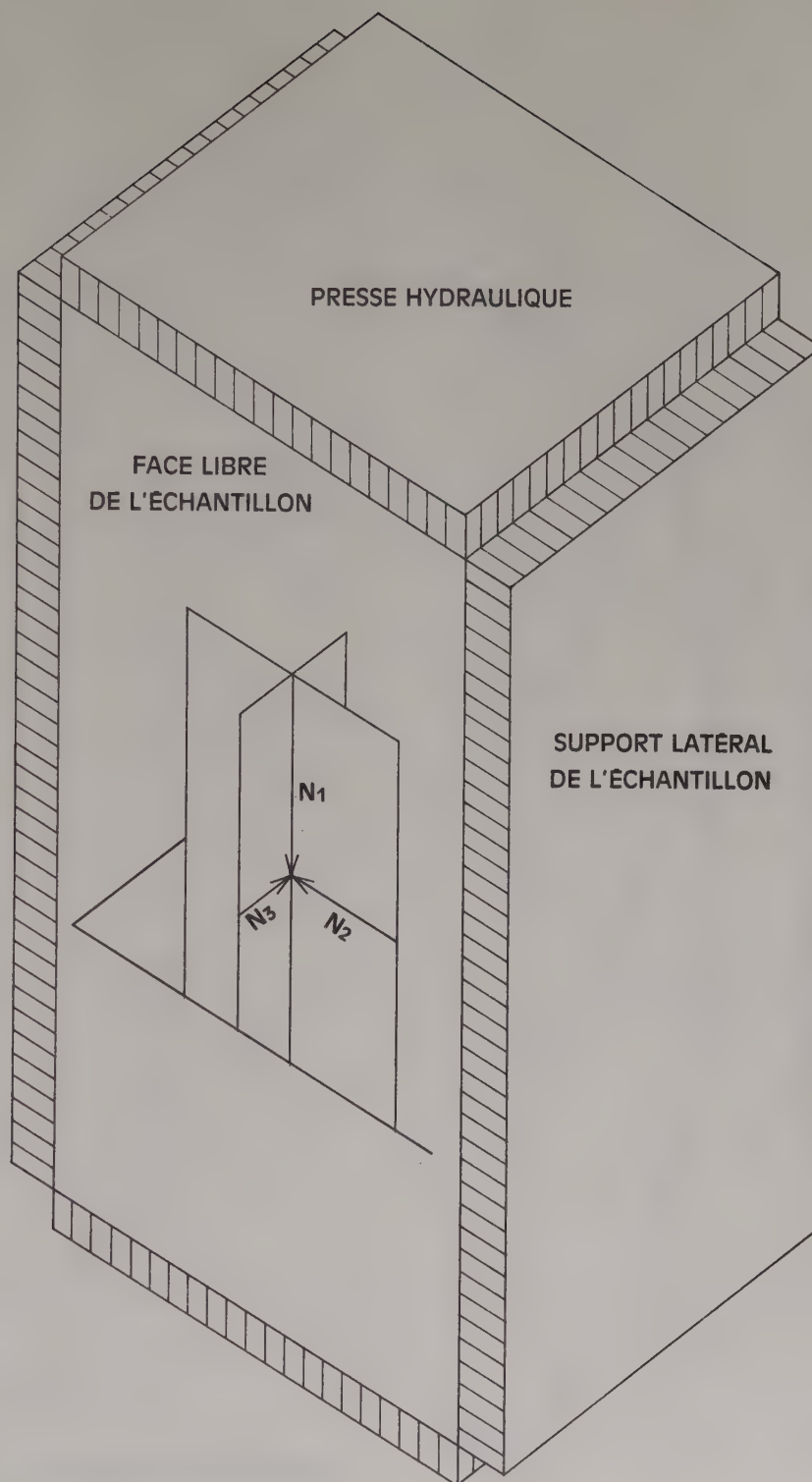


Fig. 15

Au centre de la figure, les trois plans dans lesquels n'apparaît aucune composante de cisaillement, et dont les intersections déterminent les directions de N_1 , N_2 et N_3

ORIENTATION DES CONTRAINTES PRINCIPALES DANS LE CAS D'UN PARALLÉLIPIPÈDE RECTANGLE SOUMIS A TROIS PRESSIONS INÉGALES, DE DIRECTIONS ORTHOGONALES

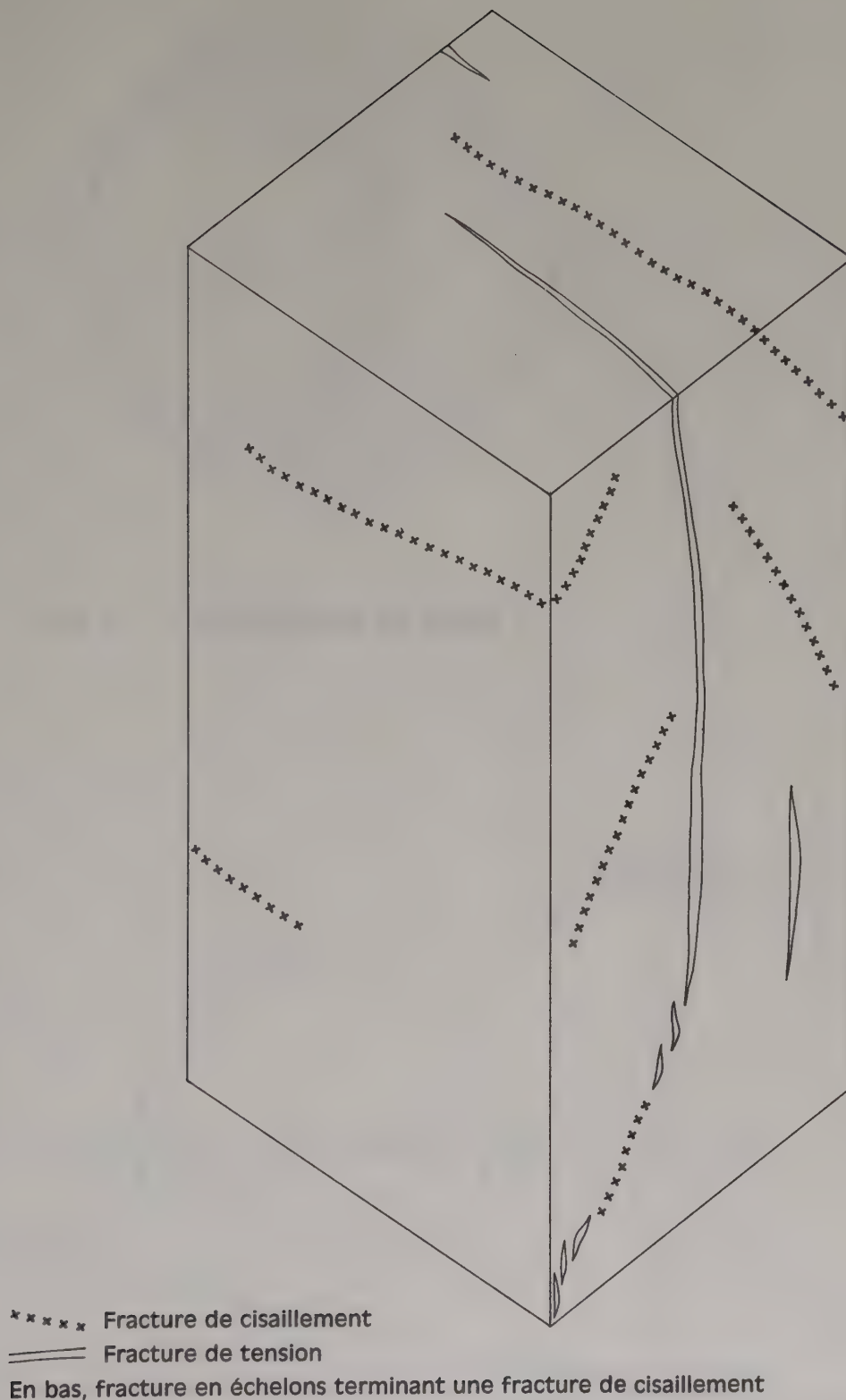


Fig. 16 RÉPARTITION THÉORIQUE DE LA FRACTURATION AU COURS DE L'EXPÉRIENCE
 CONDUITE SELON LA FIGURE 15

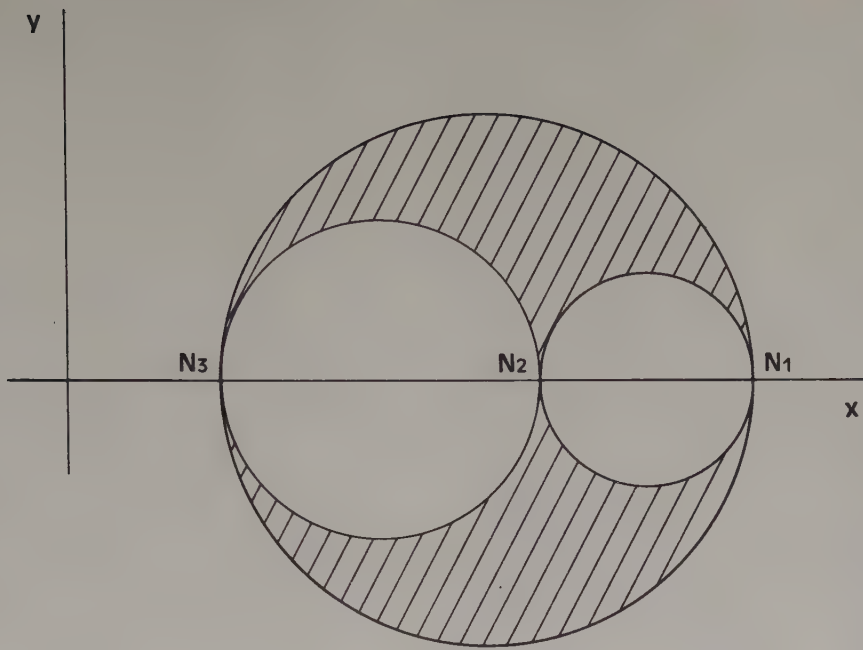


Fig. 17 DIAGRAMME DE MOHR

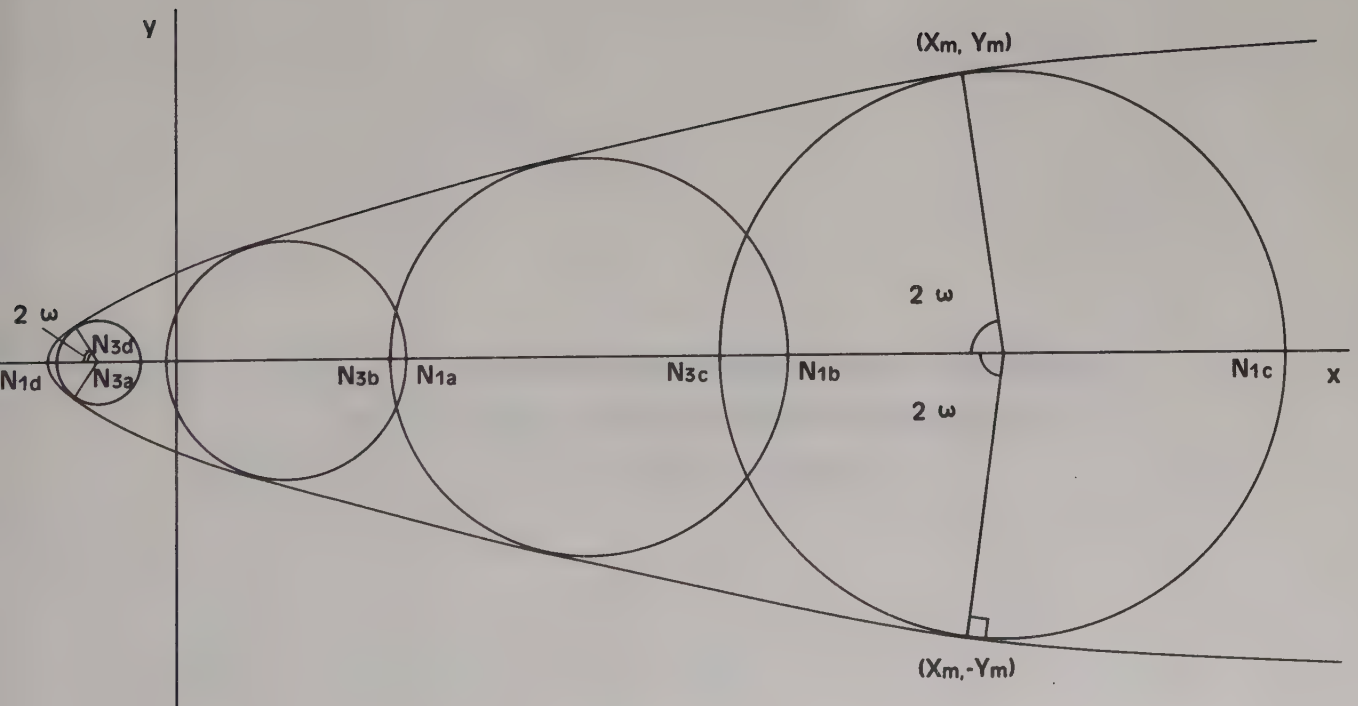


Fig. 18 COURBE INTRINSEQUE

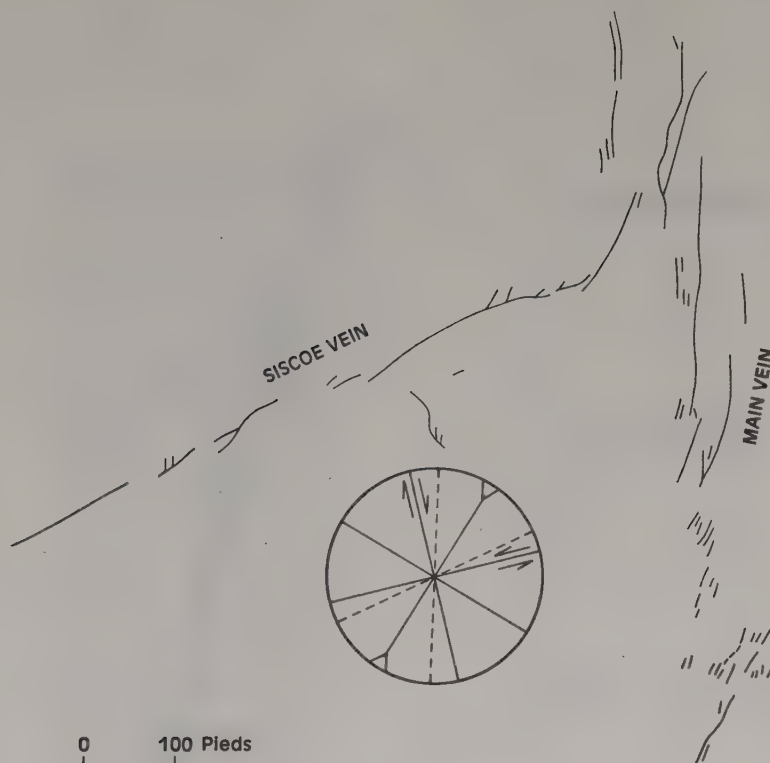
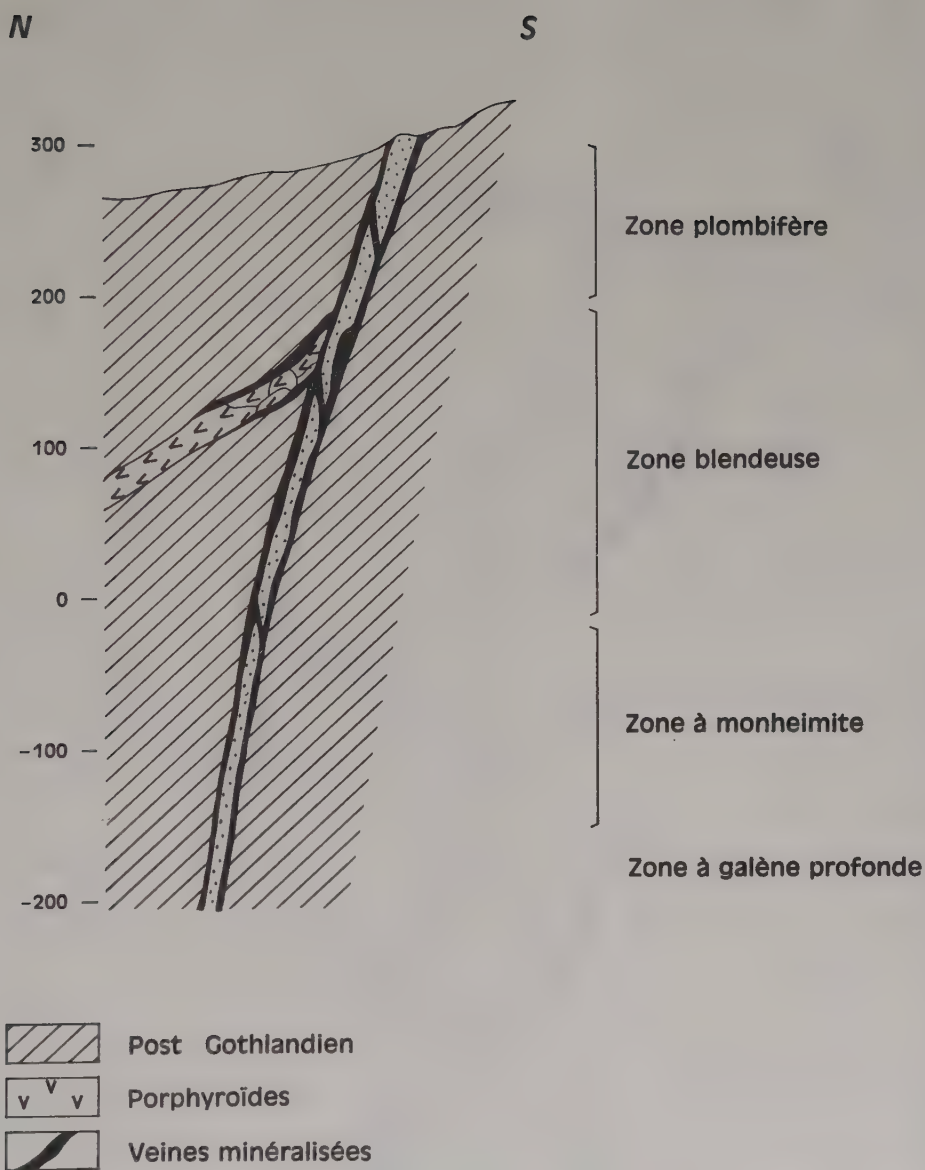


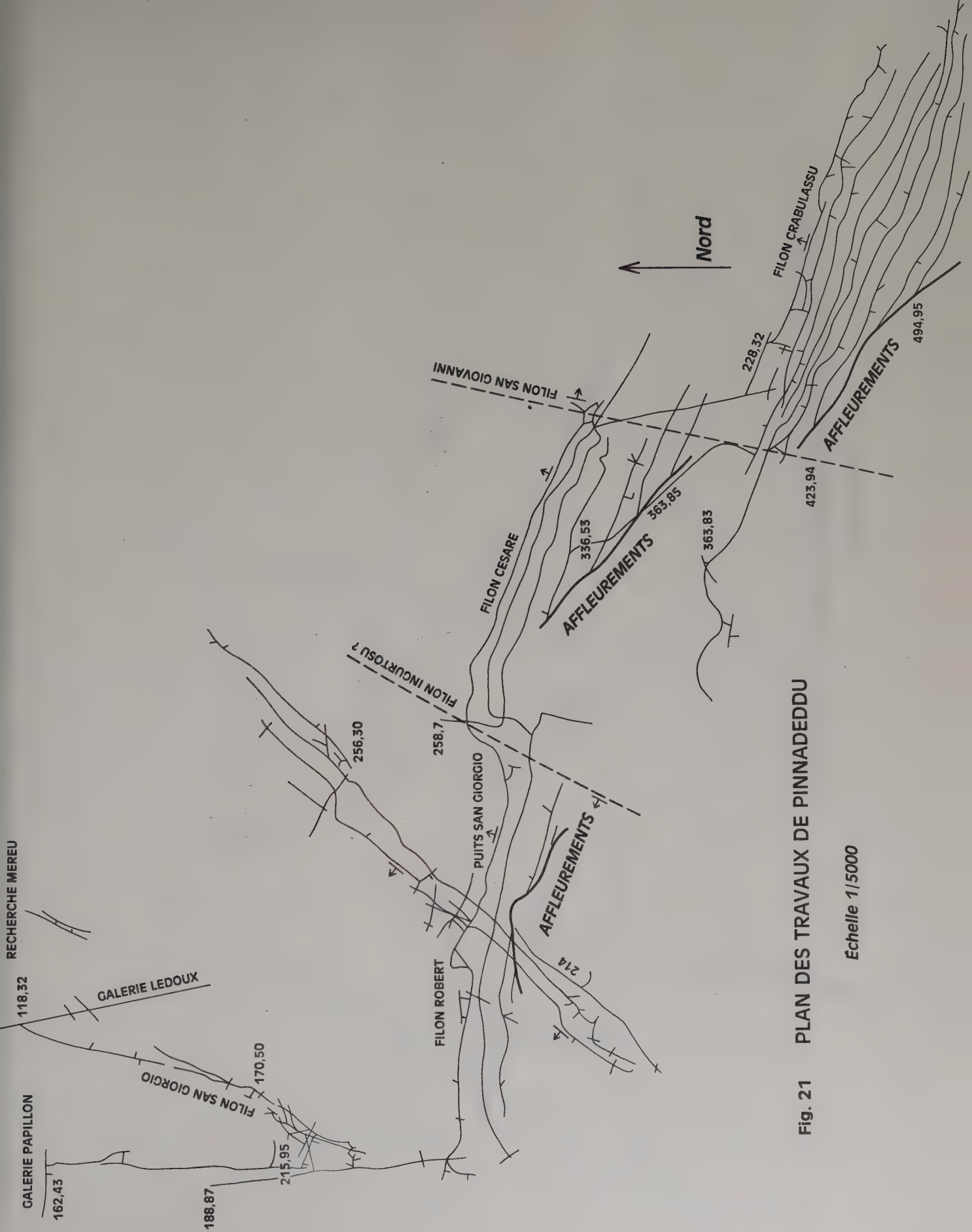
Fig. 19 **EXEMPLE DE REPRÉSENTATION GRAPHIQUE**
DES RAPPORTS CONTRAINTES FRACTURATION

(D'après Mc KINSTRY, Mining Geology)



Échelle 1/5000

Fig. 20 COUPE N-S DU FILON SANT'ANTONIO DE MONTEVECCHIO



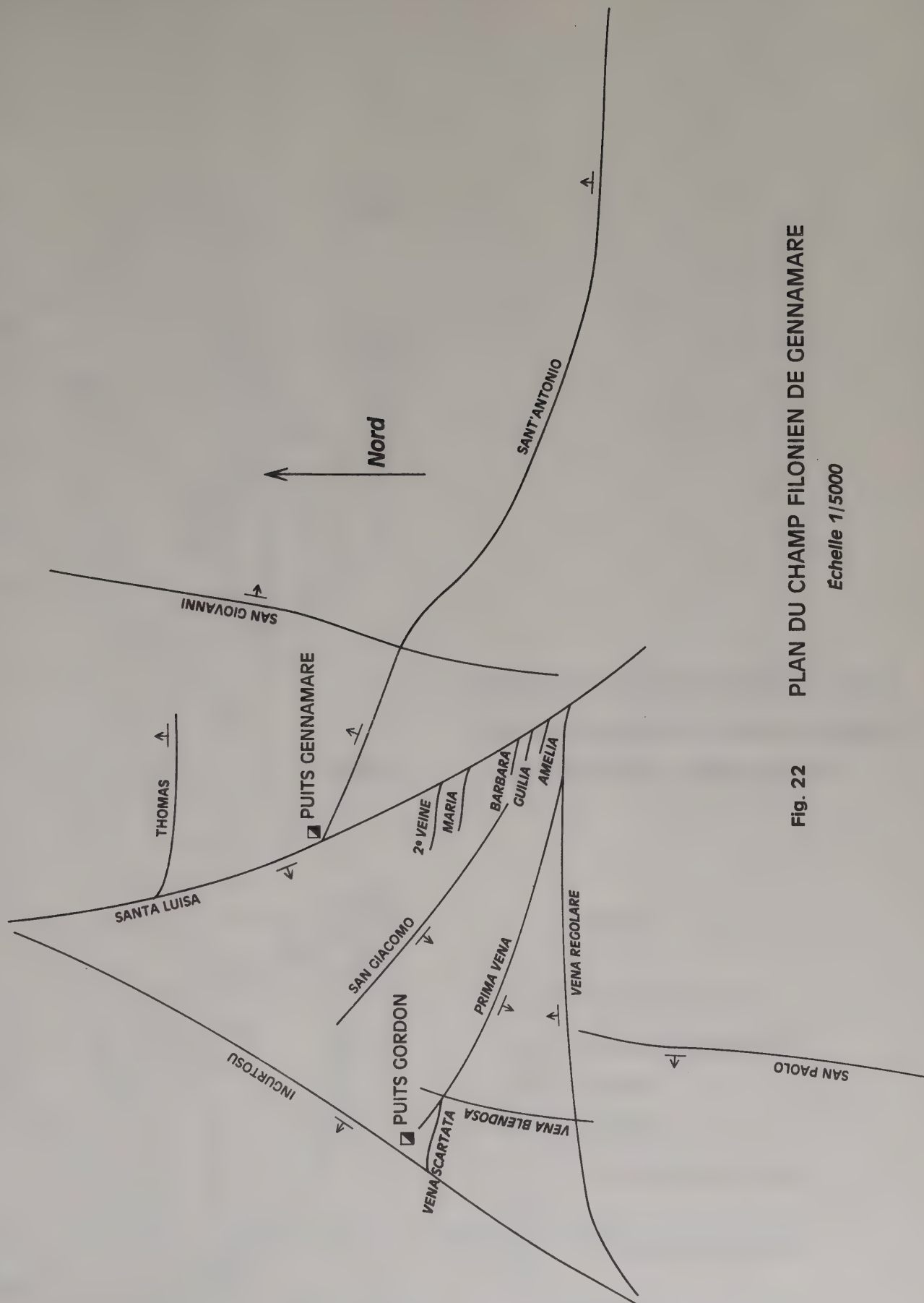
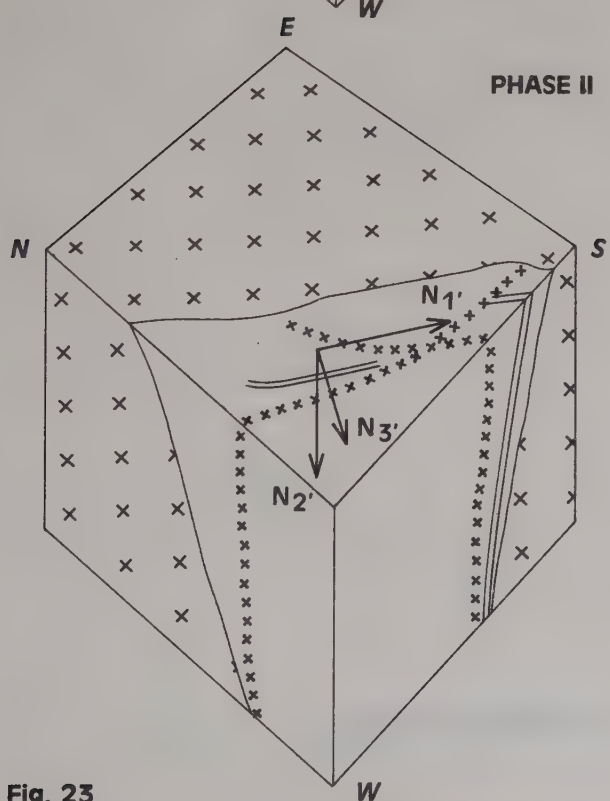
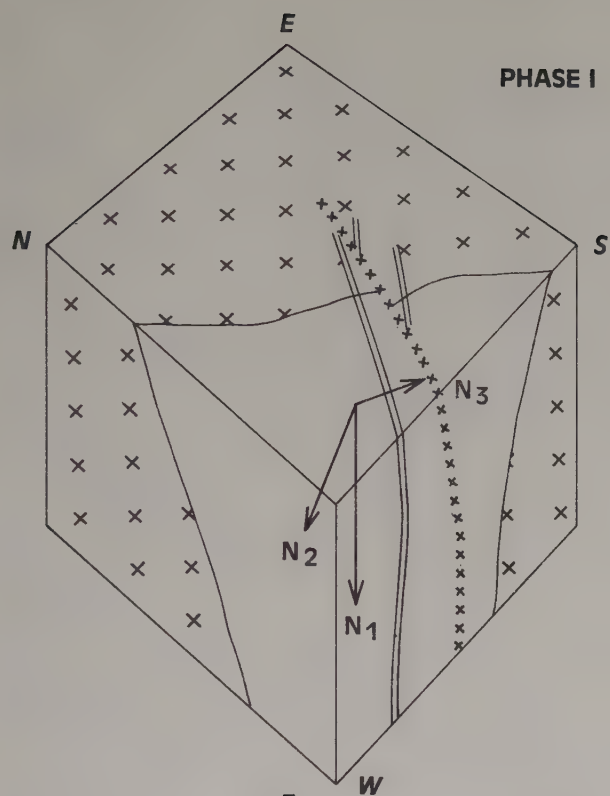


Fig. 22 PLAN DU CHAMP FILONIEN DE GENNAMARE

Echelle 1/5000



**RÉPARTITION DES CONTRAINTES LORS DE
LA FRACTURATION DU CHAMP FILONIEN
D'INGURTOSU MONTEVECCHIO**

LÉGENDE

-  Fracture de tension
-  Fracture de cisaillement
-  Granite
-  Schistes
-  Contact granite - schistes
-  Direction des contraintes

Fig. 23

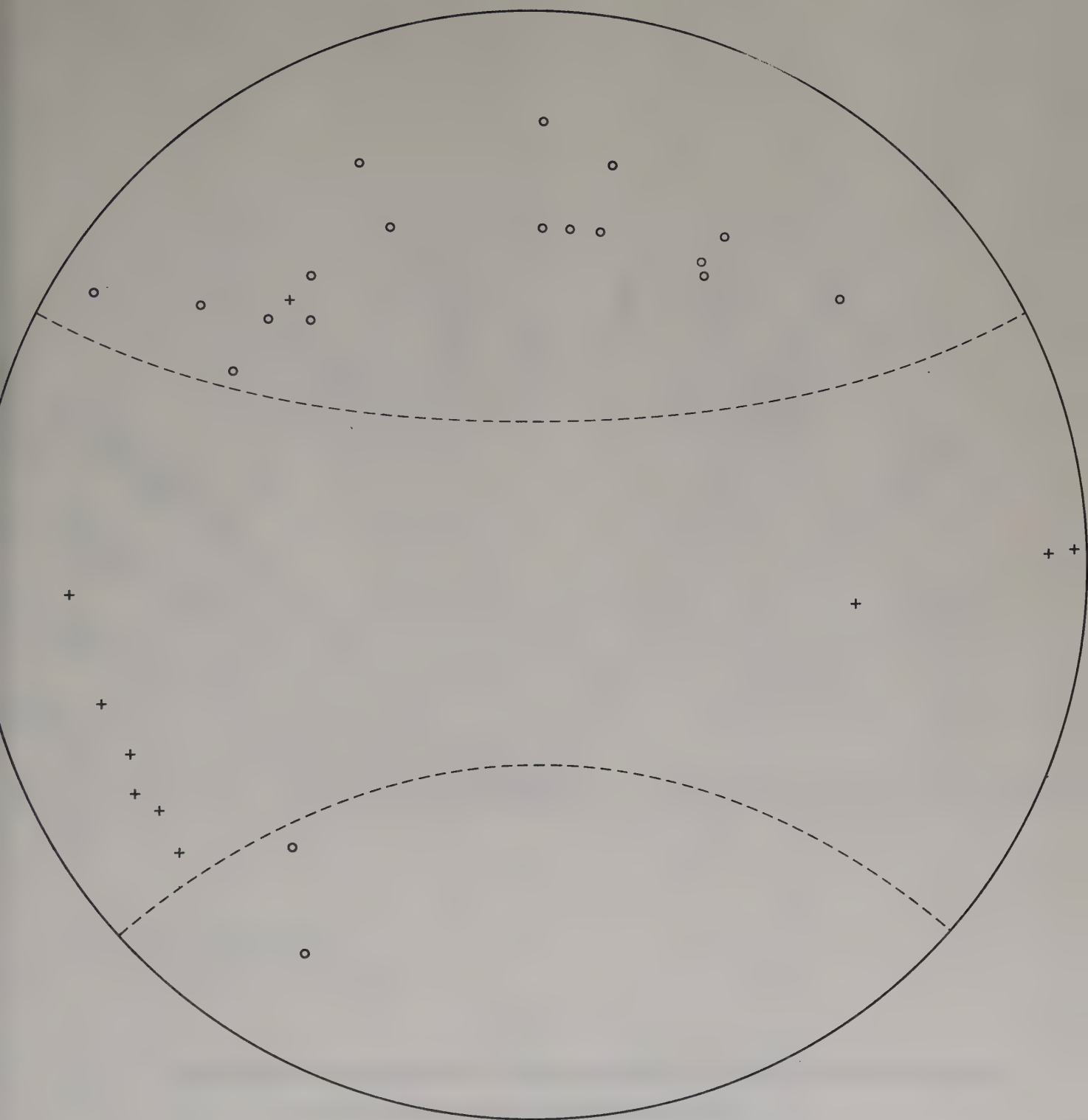


Fig. 24 STÉRÉOGRAMME DU CHAMP FILONIEN DE L'ARBURESE

○ Filons ou segments de filons minéralisés + Filons ou segments de filons stériles

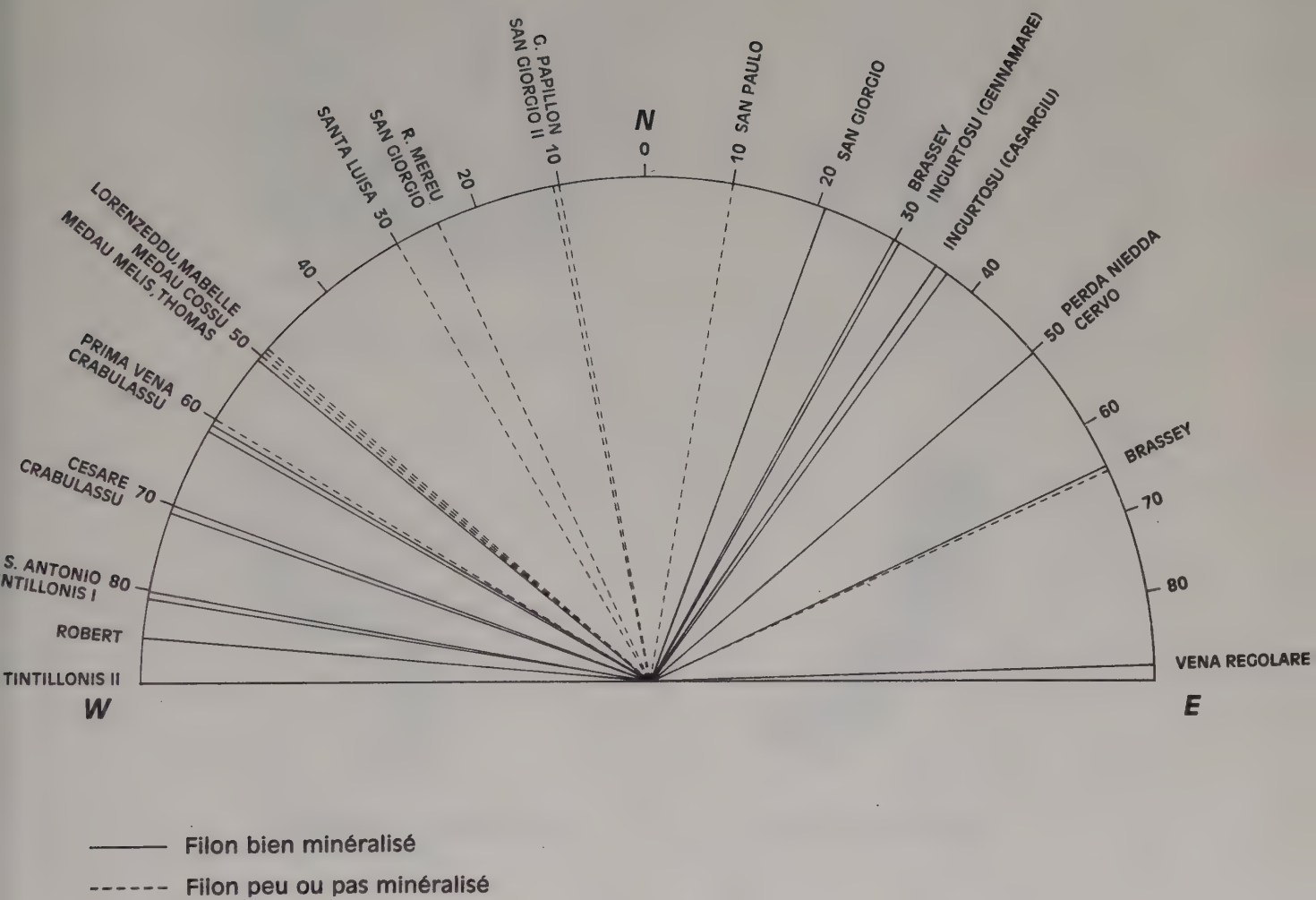
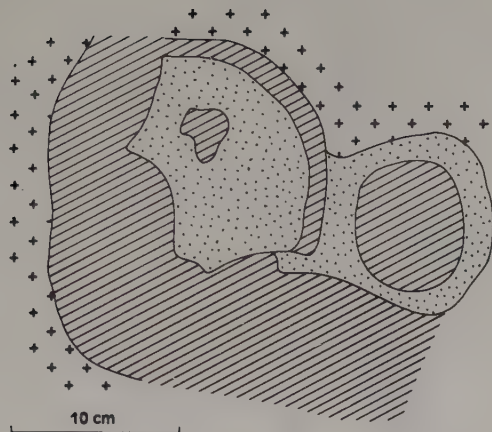


Fig. 25 INGURTOSU GENNAMARE RELATIONS ENTRE LA DIRECTION DES FILONS DE L'ARBURÈSE ET LA MINÉRALISATION



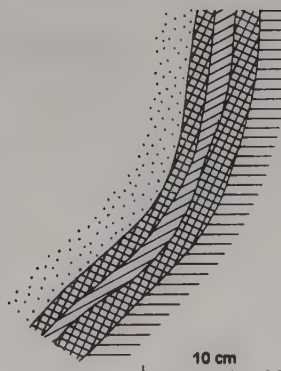
FILON BRASSEY - 2^e zone, niveau 0



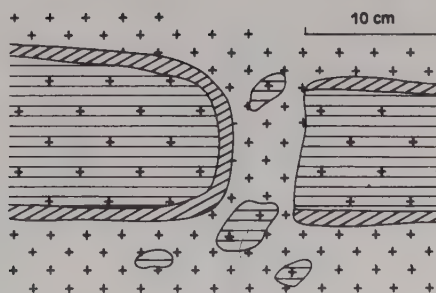
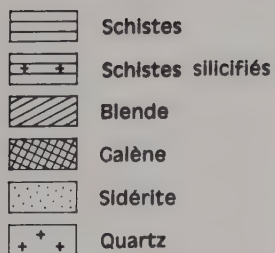
FILON BRASSEY - 2^e zone, niveau 0



FILON BRASSEY - 2^e zone, niveau 0



VENA SCARTATA - niveau 5



MONTEVECCHIO

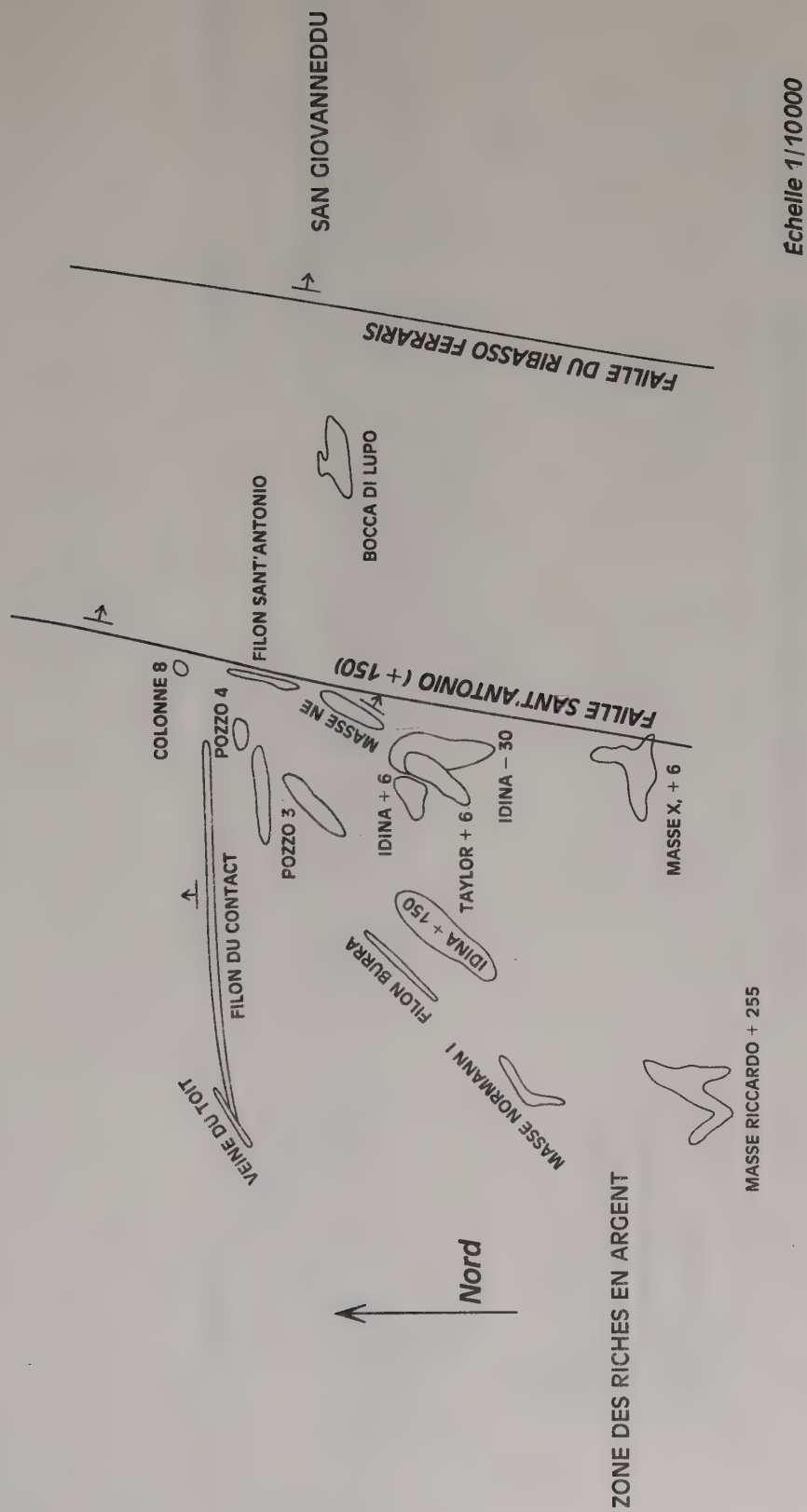


Fig. 27 PLAN SCHEMATIQUE DU CHAMP DE SAN GIOVANNI SAN GIOVANNEDDU

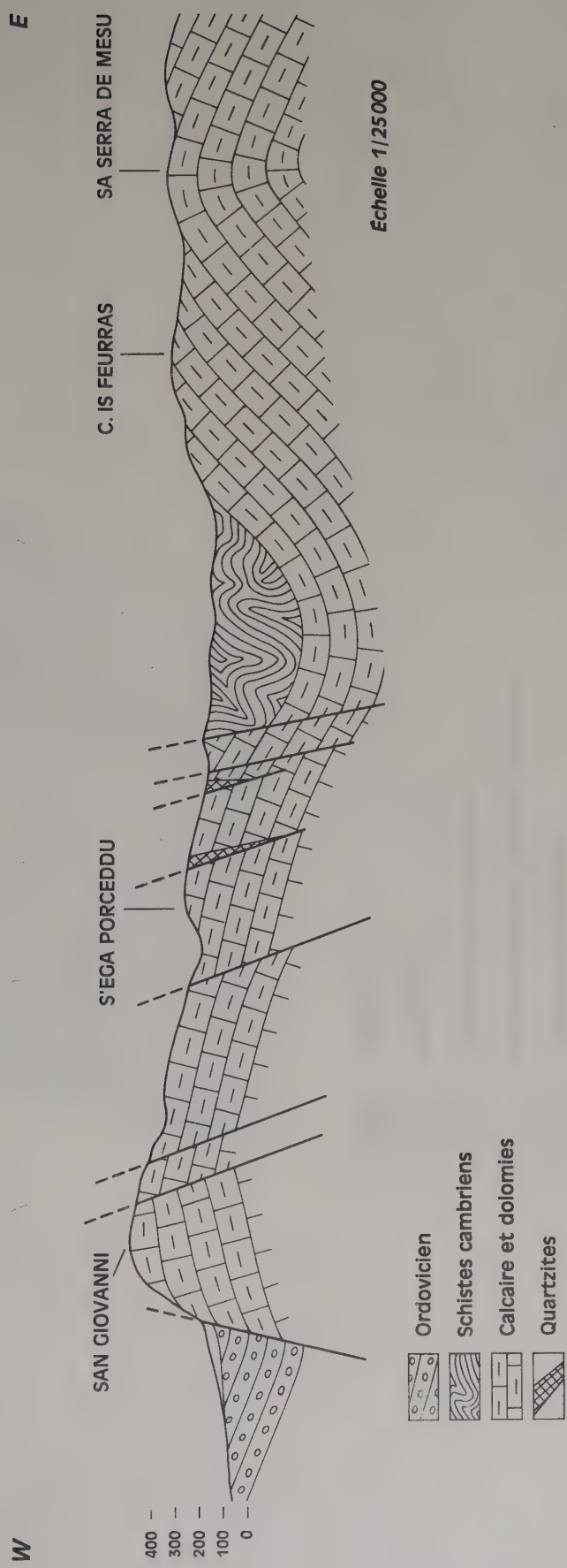


Fig. 28 COUPE LONGITUDINALE DU PLATEAU DE SAN GIOVANNI

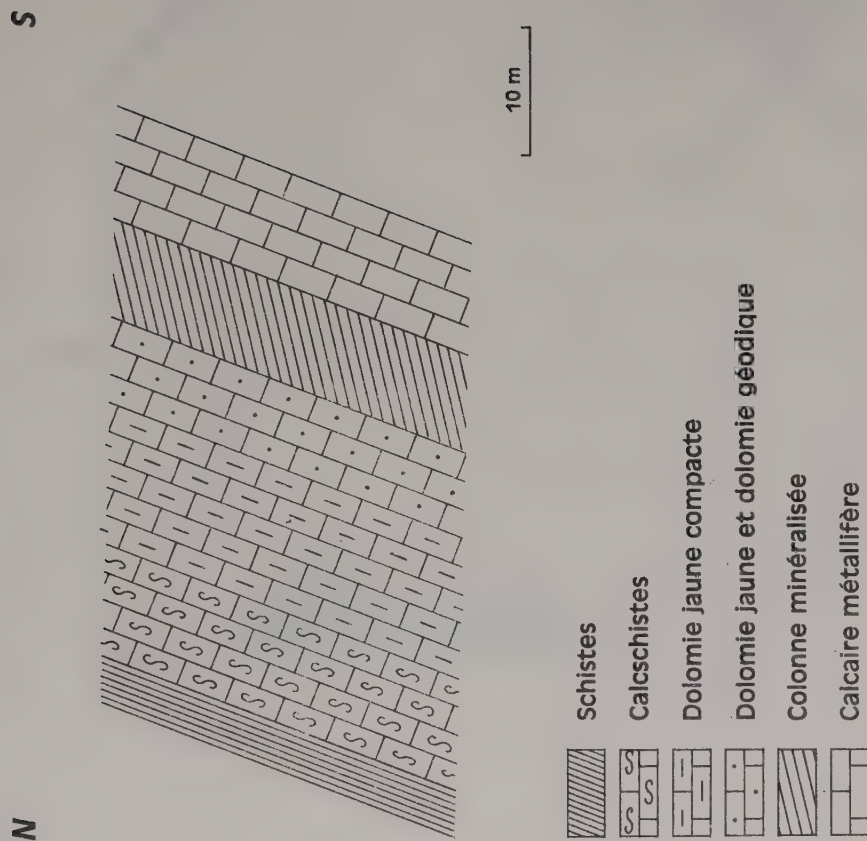


Fig. 29 **COUPE NORD - SUD DU FILON DU CONTACT**

niveau 255



niveau + 180

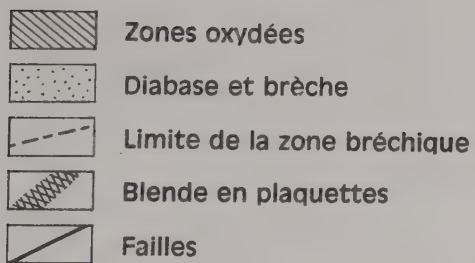
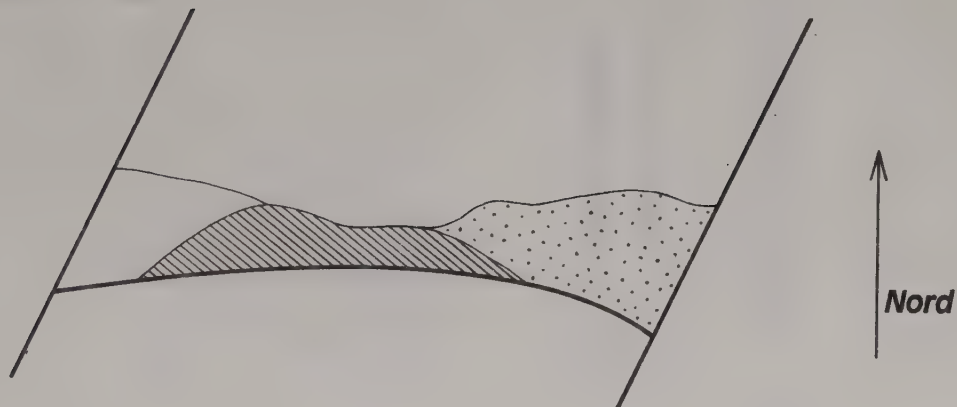


Fig. 30 MASSE POZZO IV PLAN GÉOLOGIQUE SIMPLIFIÉ NIVEAU 255 NIVEAU + 180

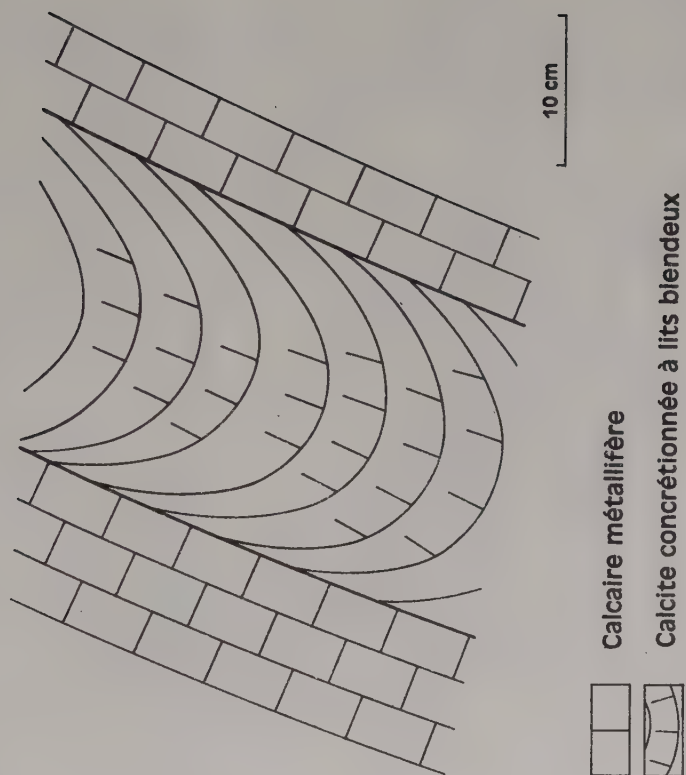
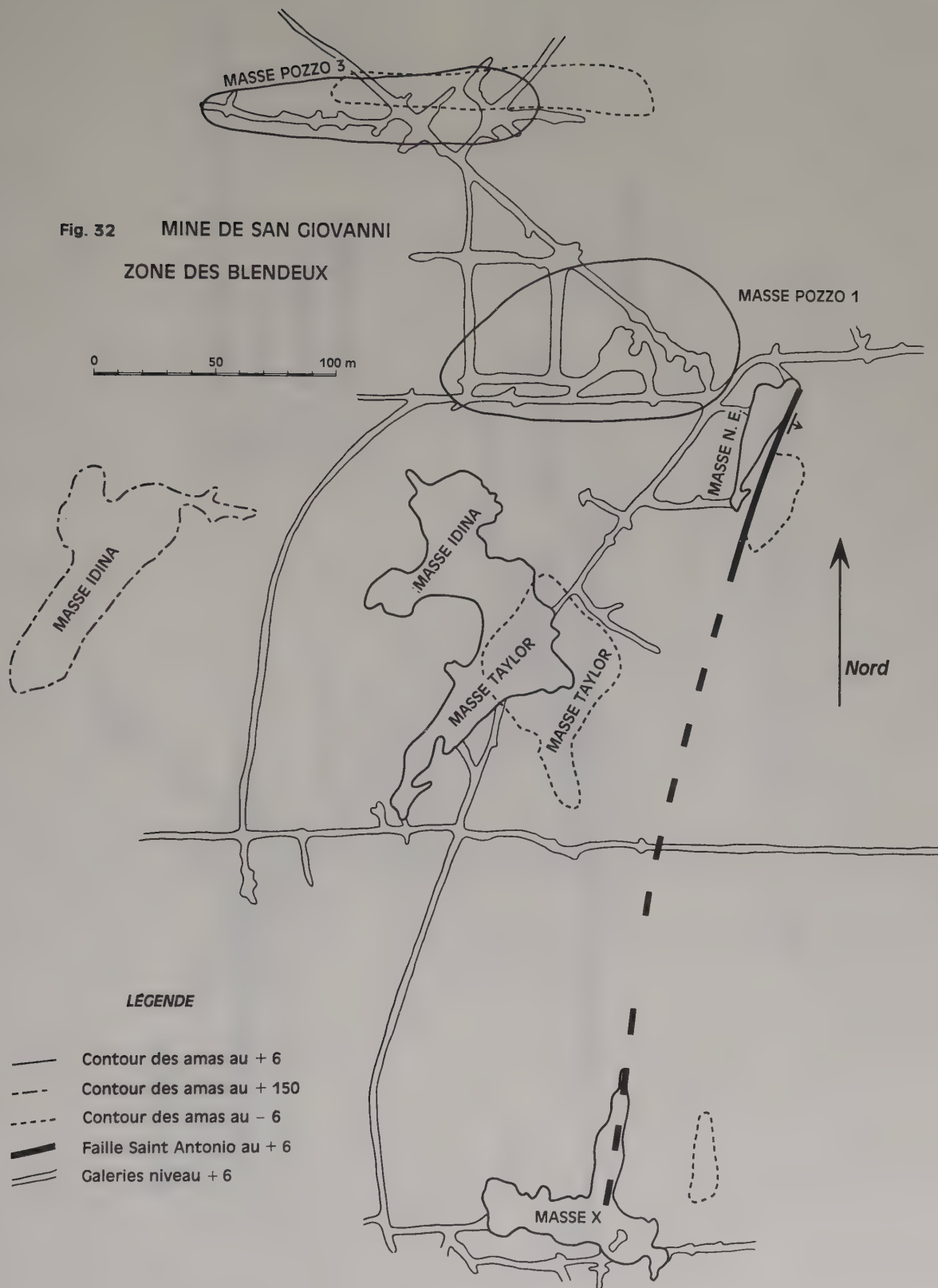


Fig. 31 MODE DE GISEMENT DE LA "BLENDE EN PLAQUETTES"

Fig. 32 MINE DE SAN GIOVANNI

ZONE DES BLENDEUX



LÉGENDE

- Contour des amas au + 6
- - - Contour des amas au + 150
- - - Contour des amas au - 6
- Faille Saint Antonio au + 6
- Galeries niveau + 6

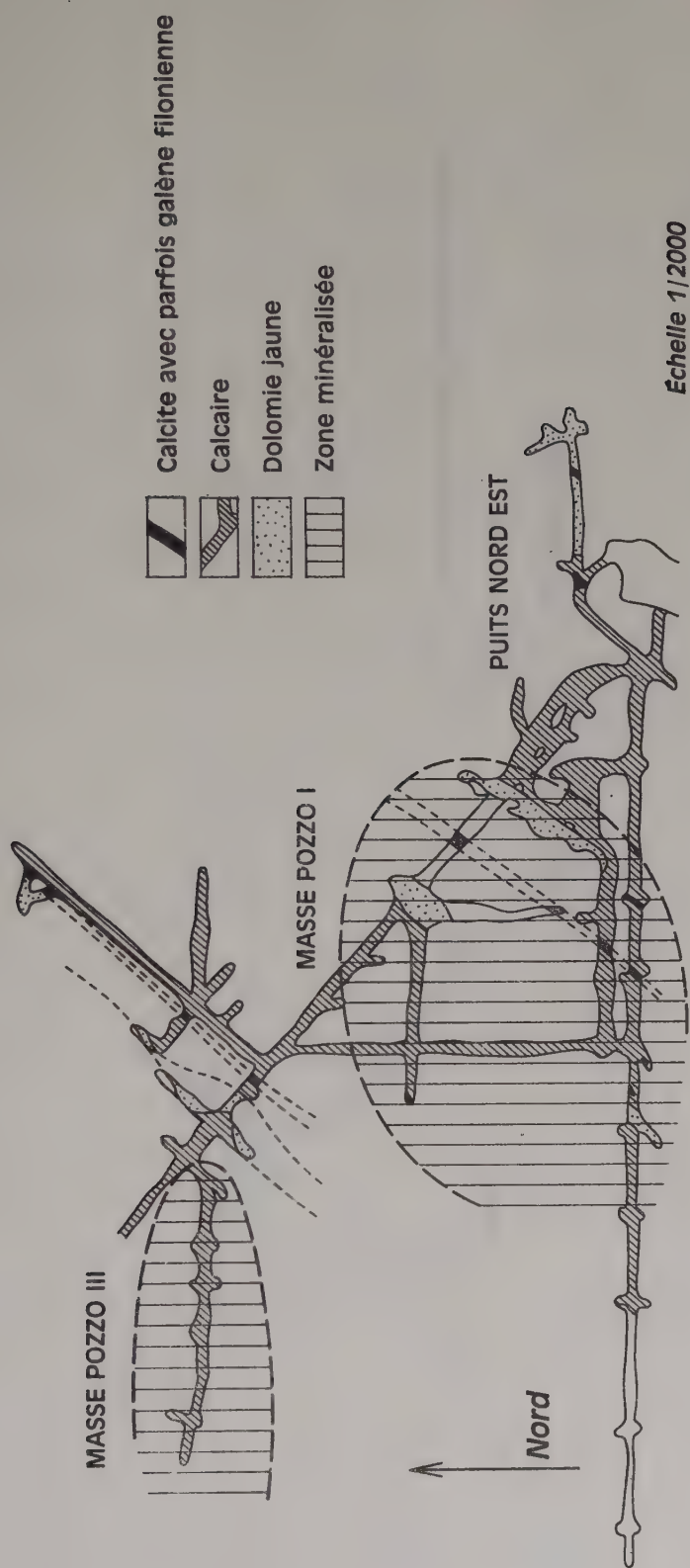


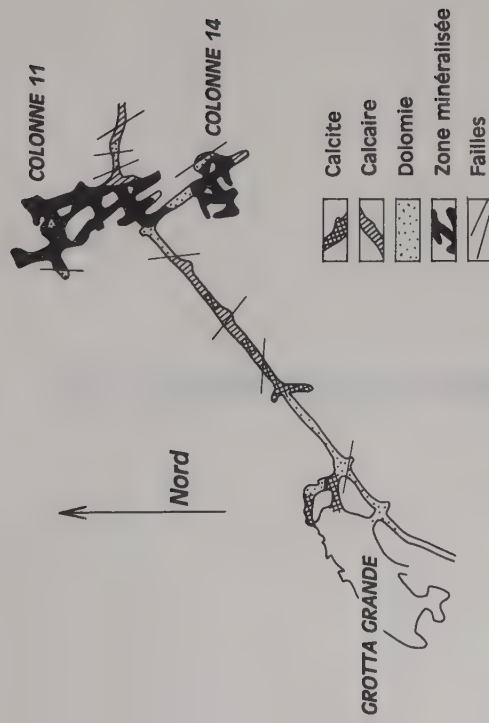
Fig. 33 MASSES POZZO III, POZZO I NIVEAU + 6



Fig. 34 SAN GIOVANNI NIVEAU + 30 POZZO III

Echelle 1/2000

ZONE COLONNES 11 ET 14 ET GROTTA GRANDE



ZONE DE CROCERA

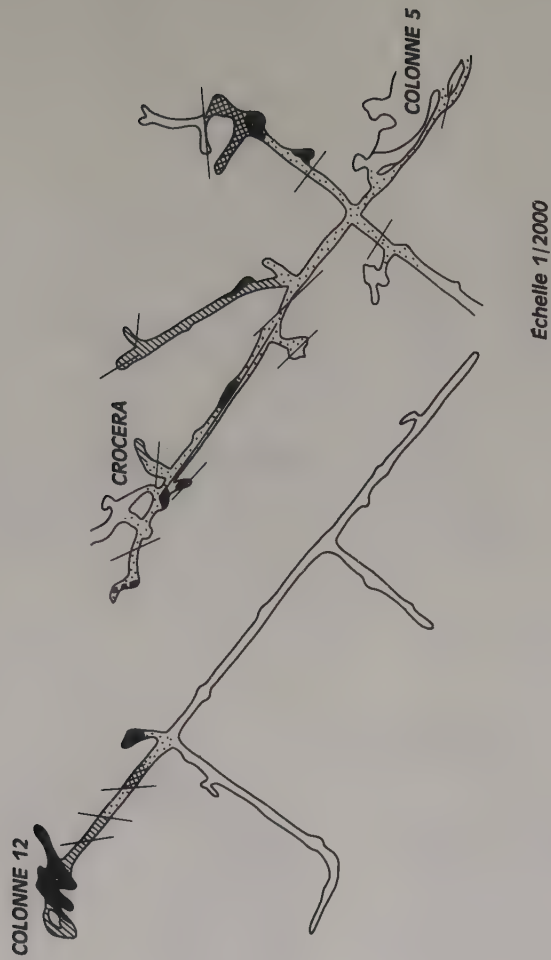


Fig. 35 LES RICHES EN ARGENT NIVEAU + 255

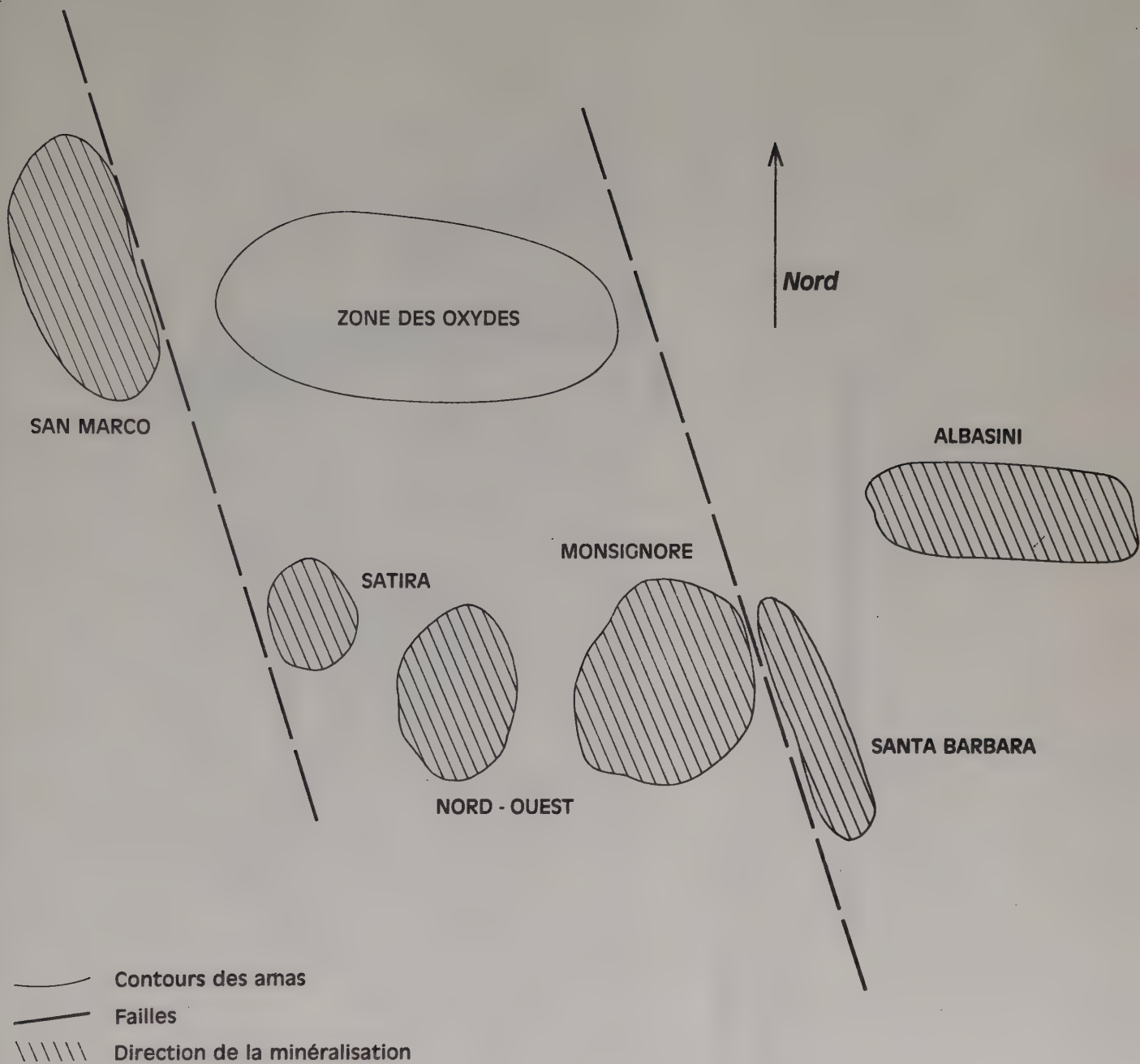


Fig. 36 PLAN SCHÉMATIQUE DU CHAMP DE MONTEPONI

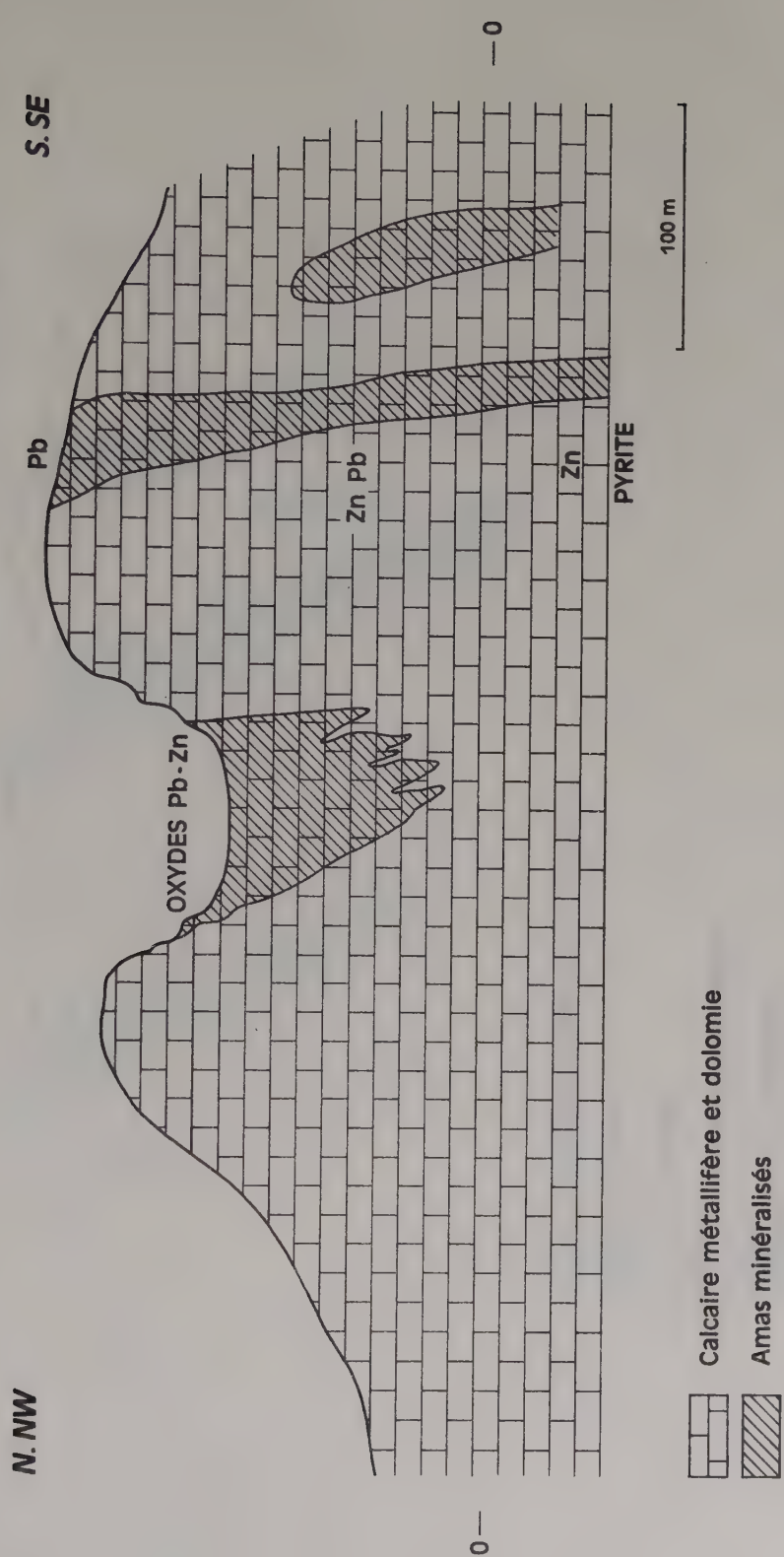


Fig. 37 COUPE NNW - SSE DE MONTEPONI

E

W

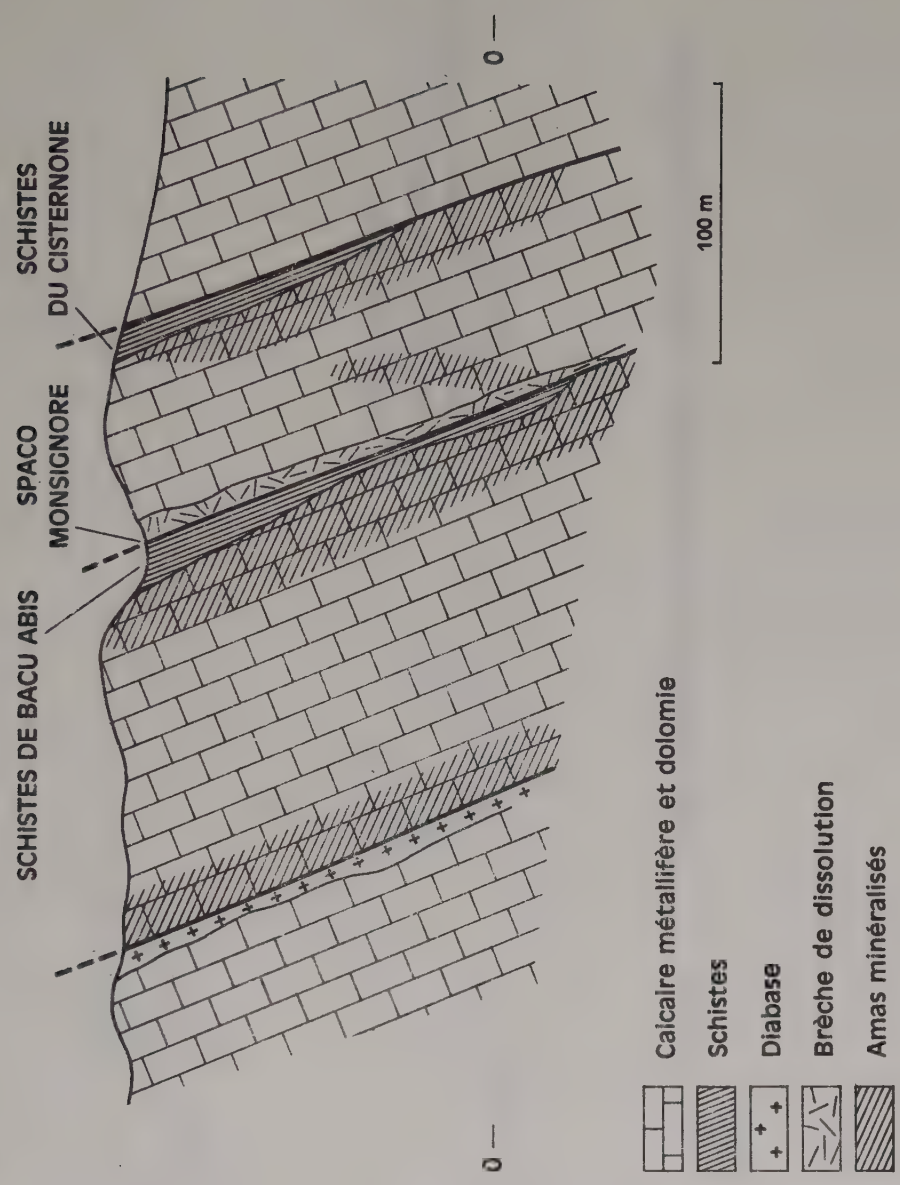


Fig. 38 COUPE EST-OUEST DE MONTEPONI

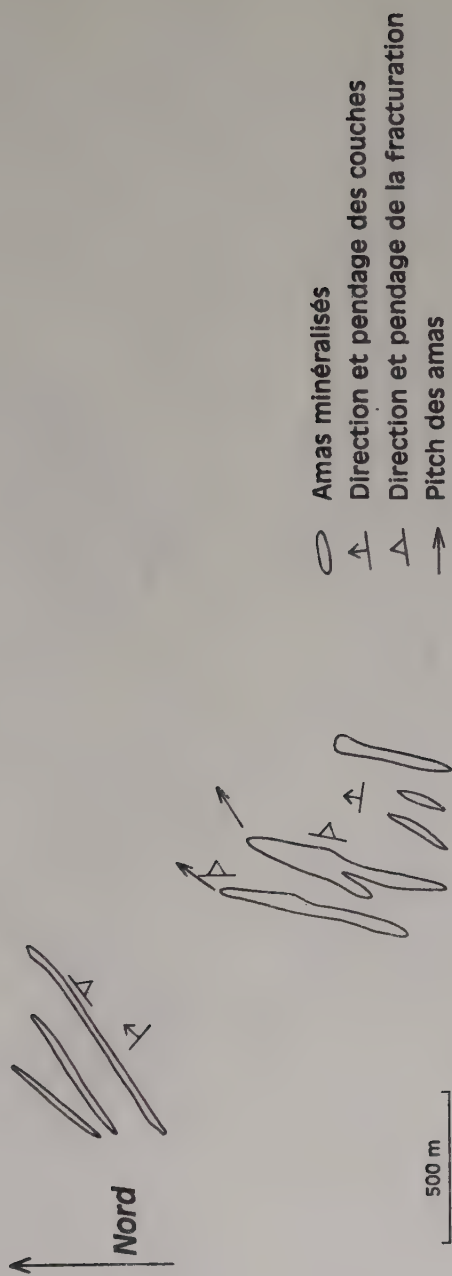


Fig. 39 PLAN SCHÉMATIQUE DU CHAMP DE SEDDAS MODDIZIS

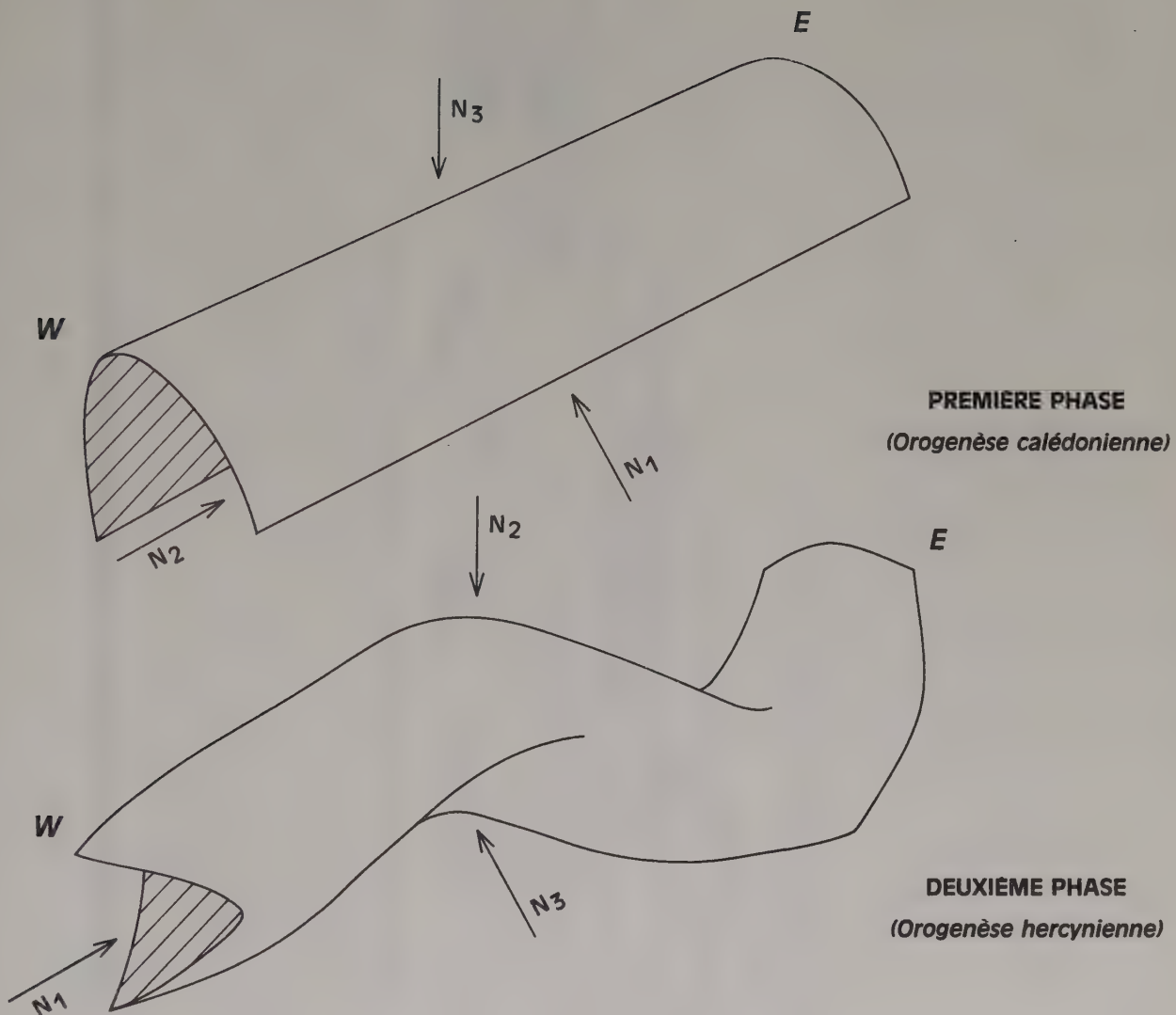


Fig. 40 LES DEUX PHASES DE PLISSEMENT
DE L'ANTICLINAL DE GONNESA FUNTANA PERDA

MINE DE MONTE ONIXEDDU PROJECTION DES MASSES MINÉRALISÉES PRINCIPALES DANS UN PLAN WNW - ESE

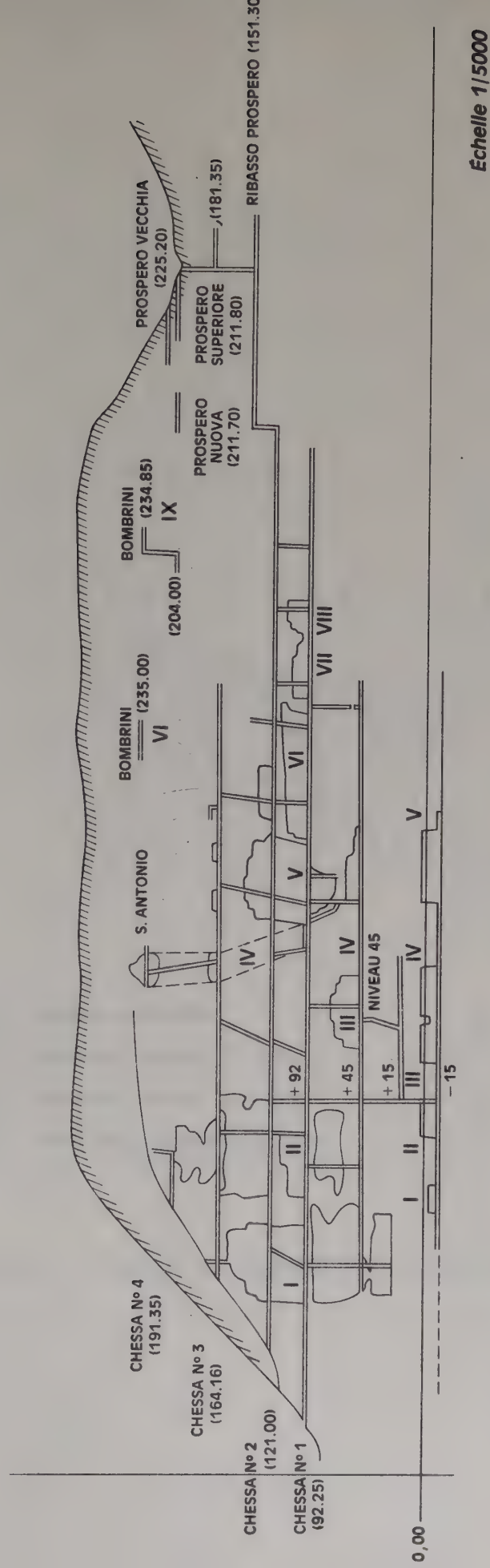
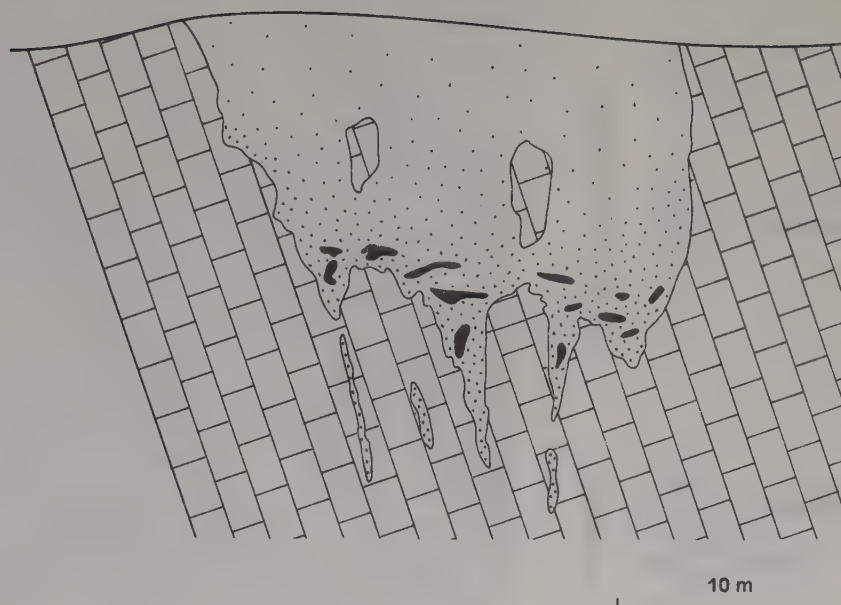


Fig. 41

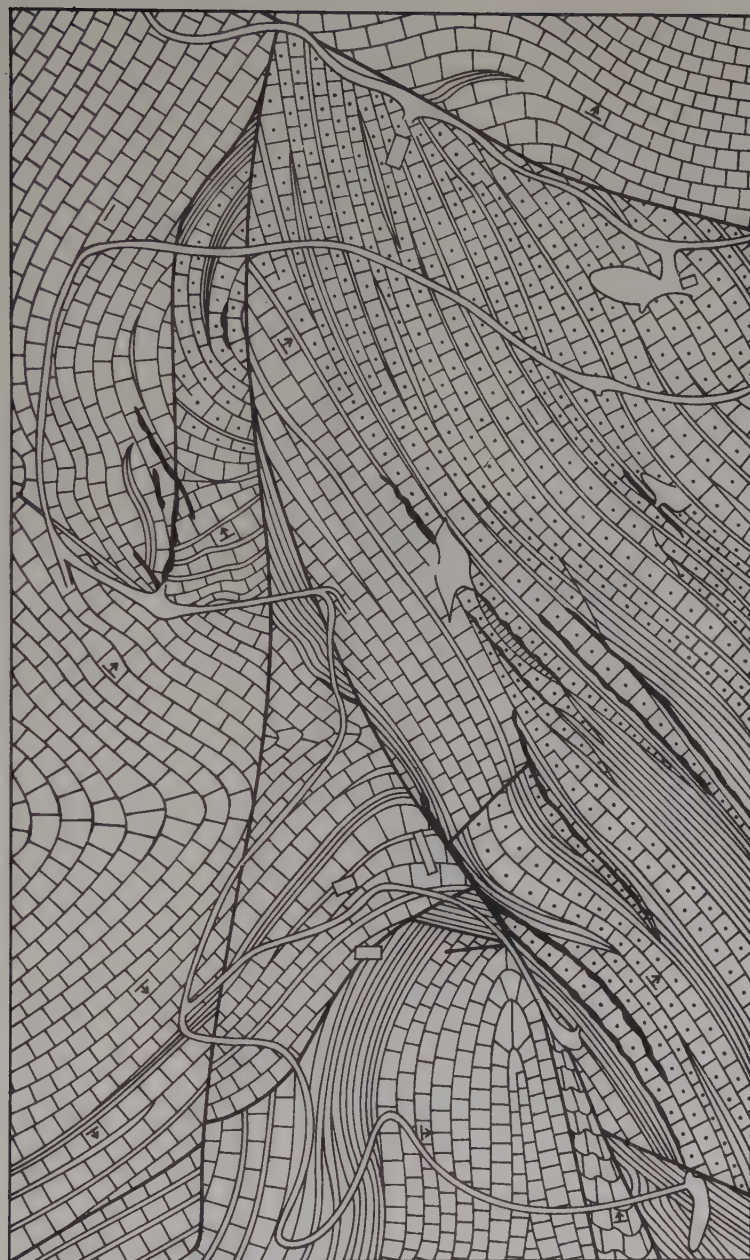
W

E



- | | |
|---|----------------------------------|
|  | Calcaire métallifère |
|  | Calamines pauvres ($T < 10\%$) |
|  | Calamines riches ($T > 10\%$) |
|  | Calamines à boules de galène |

Fig. 42 COUPE DU GISEMENT DE S'ACQUA RESI



D'après I. SALVADORI et P. ZUFFARDI Modifié

Echelle 1/5000

Fig. 43 GÉOLOGIE DE SURFACE DE CANAL GRANDE

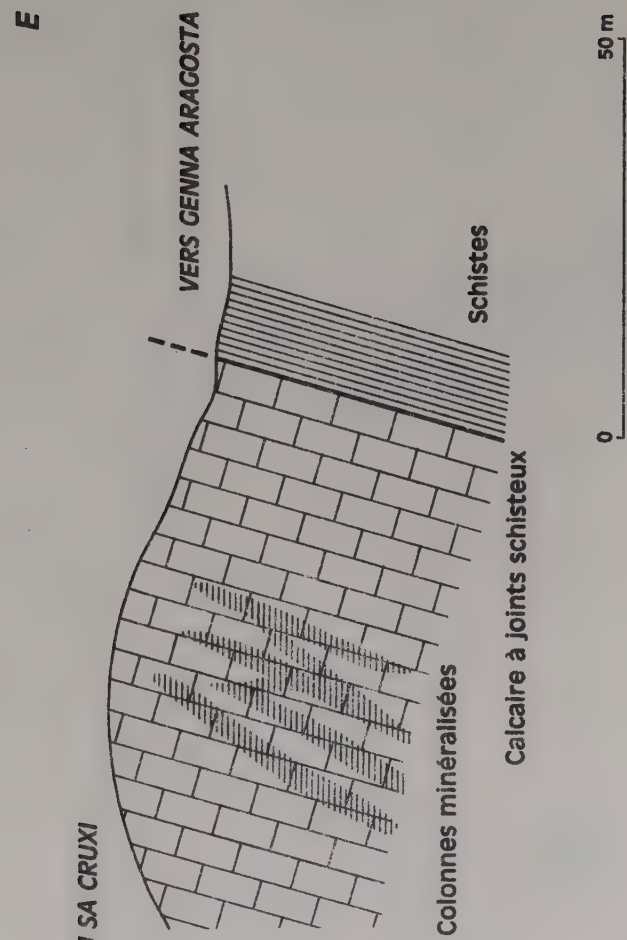


Fig. 44 COUPE DU GISEMENT DE S'EGA S'ACQUA

W

E

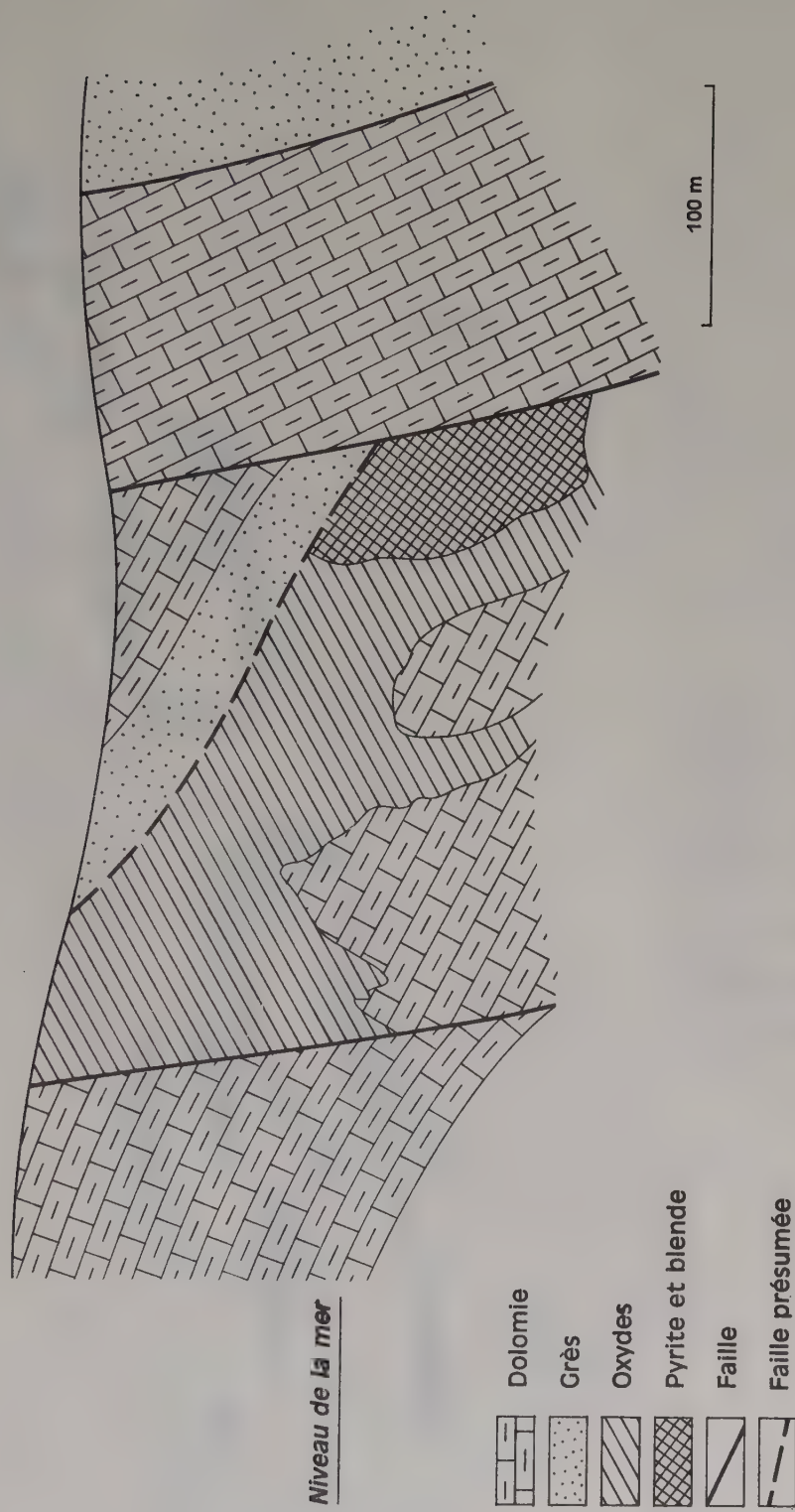


Fig. 45 COUPE DU GISEMENT DE CAMPO PISANO

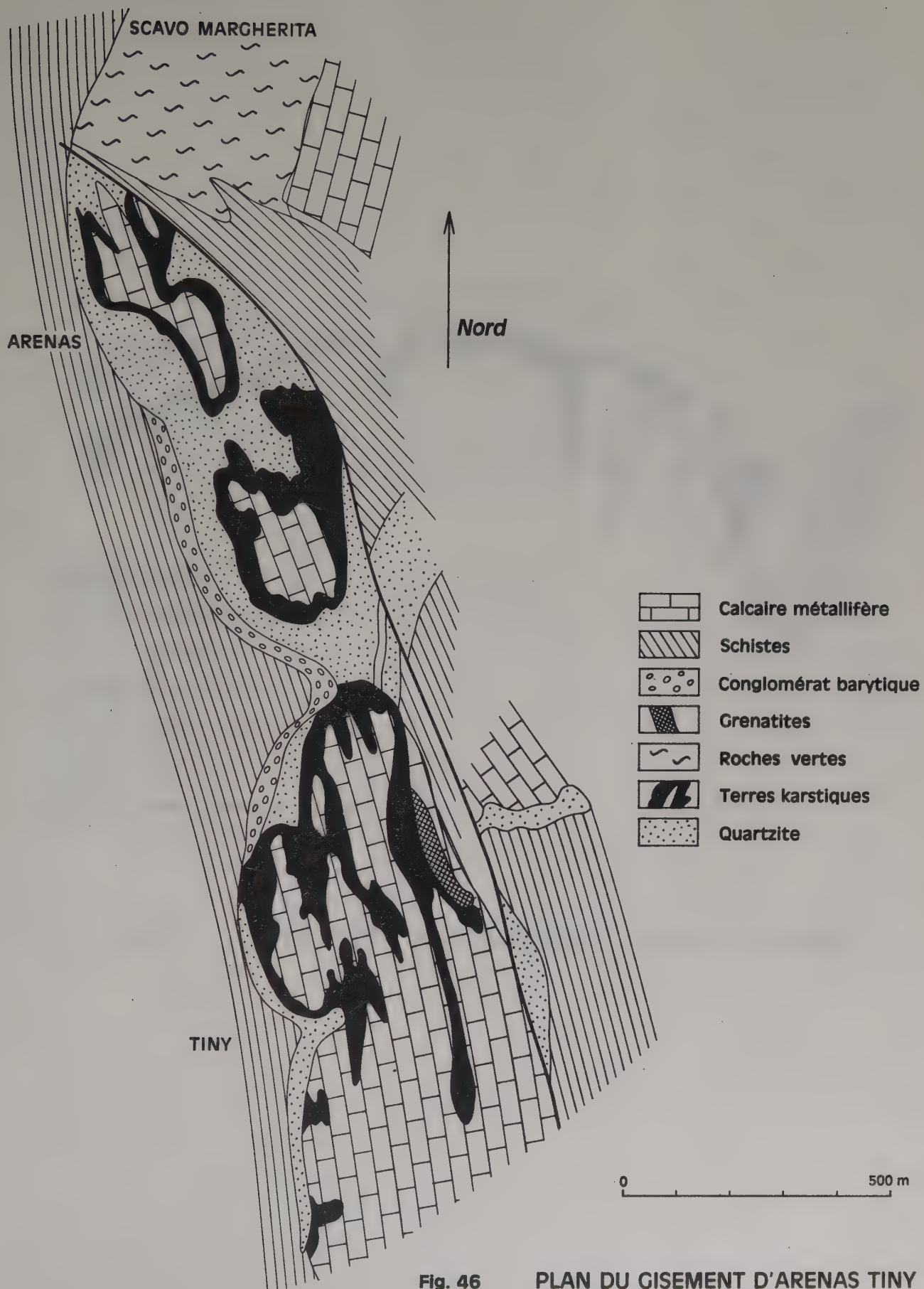


Fig. 46

PLAN DU GISEMENT D'ARENAS TINY

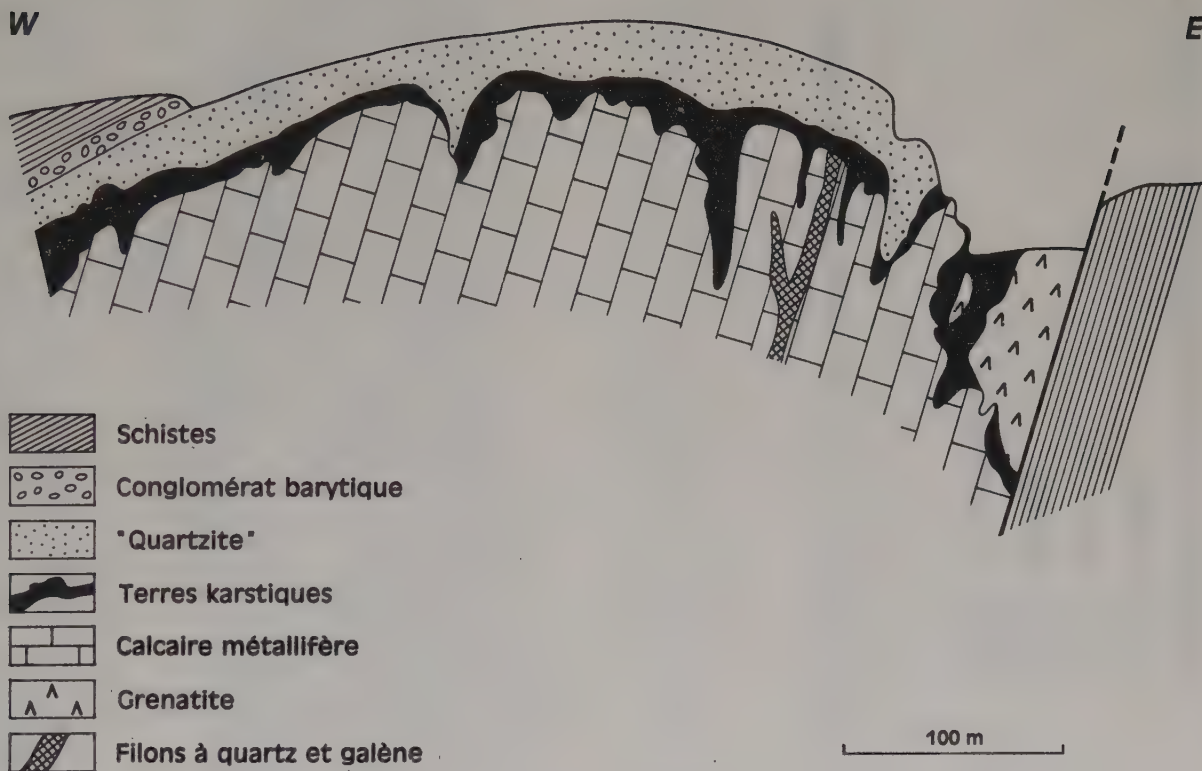
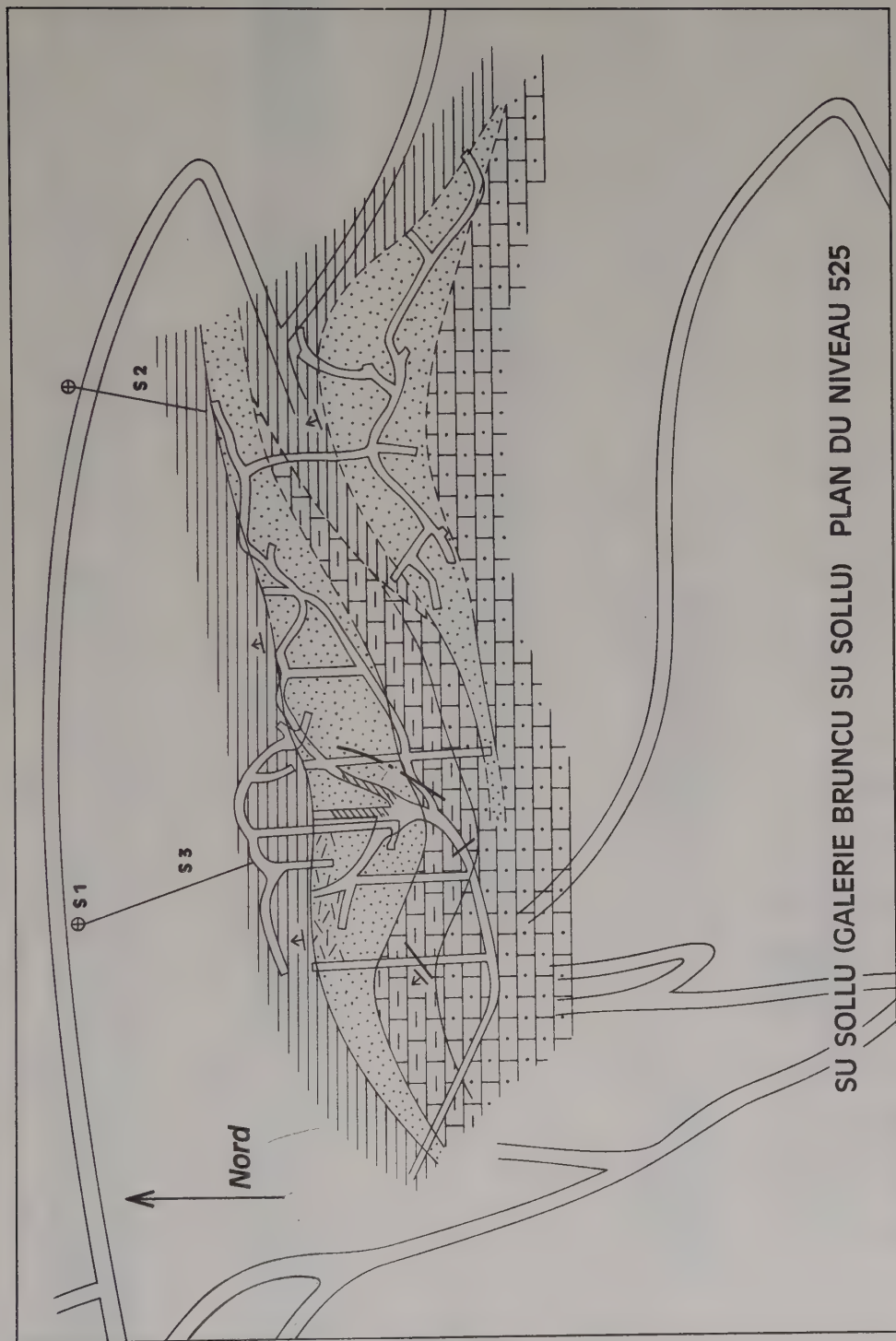


Fig. 47 COUPE SYNTHÉTIQUE DU GISEMENT PRINCIPAL D'ARENAS



	Recouvrement superficiel		Dolomie silicifiée
	Quartzite		Dolomie
	Quartzite vacuolaire		Faille
	Quartzite minéralisé		Pendage
	Schistes siluriens		

En pointillé : partie non accessible, dessinée d'après les archives de la mine

Fig. 48

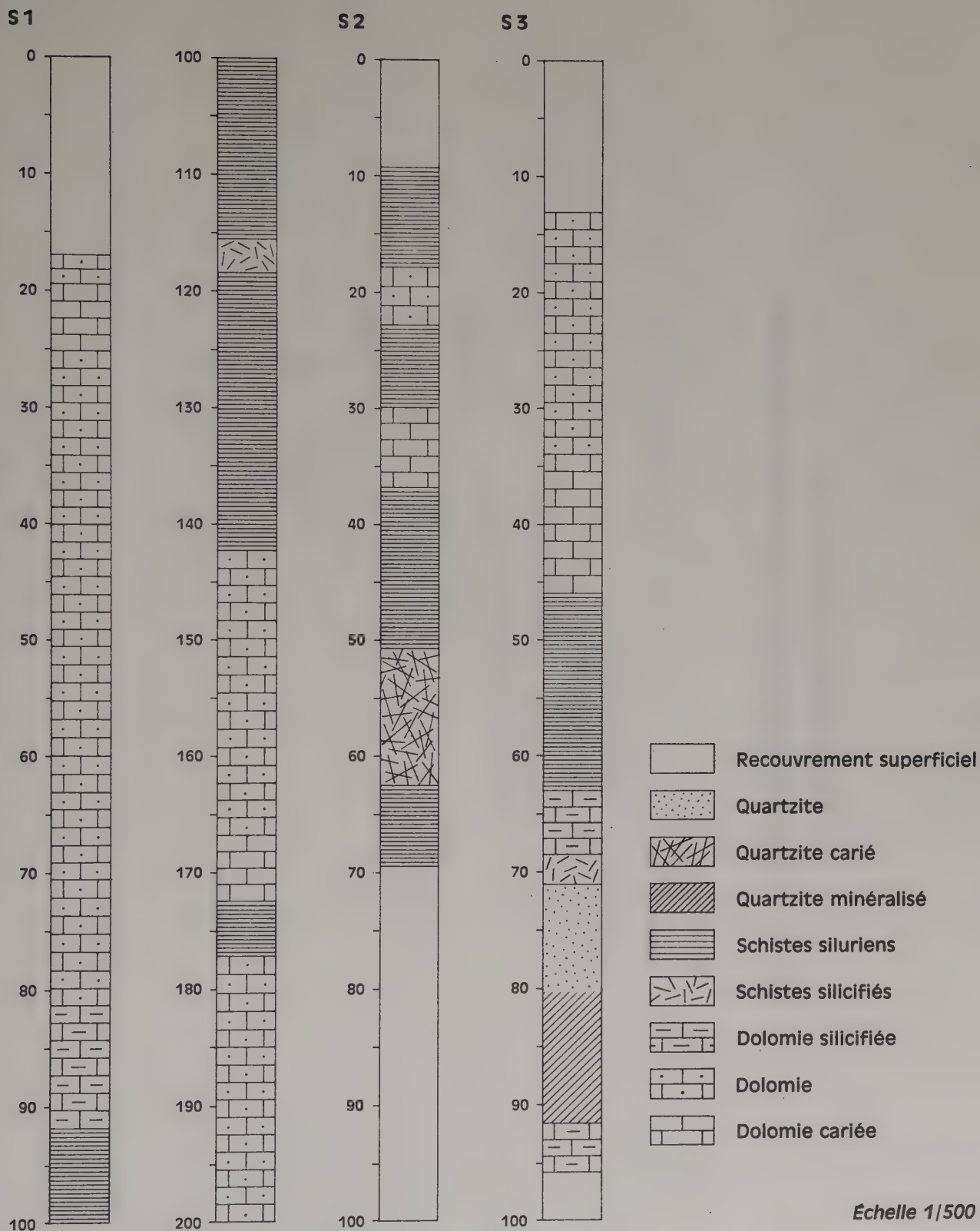


Fig. 49

COUPE DES SONDAGES DE SU SOLLU

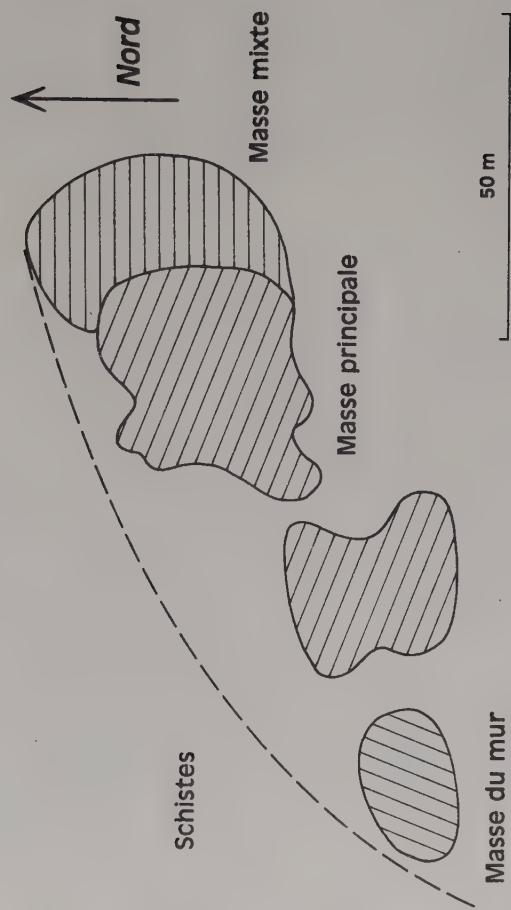


Fig. 50 PLAN SCHÉMATIQUE DES COLONNES MINÉRALISÉES
DE SU ZURFURU (NIVEAU 147)

1 - Dolomie oolithique. Anticlinal de Gonnese-Funtana Perda.

x 18 - Nicols X

2 - Dolomie oolithique. Anticlinal de Gonnese-Funtana Perda.

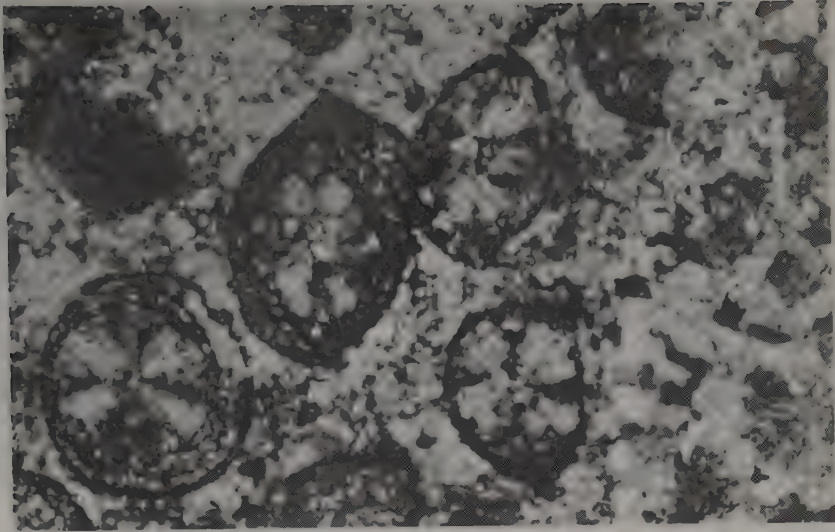
Un joint stylolithique recoupe la roche en passant au contact d'une "structure à piliers".

x 18 - Nicols X

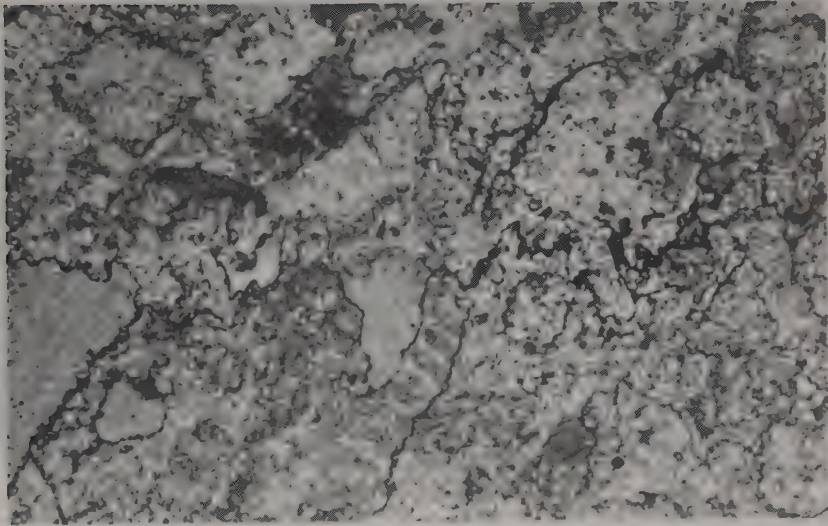
3 - Organismes dans les grès cambriens verts (Tentaculites ?)

Point 32 SMJ 546528

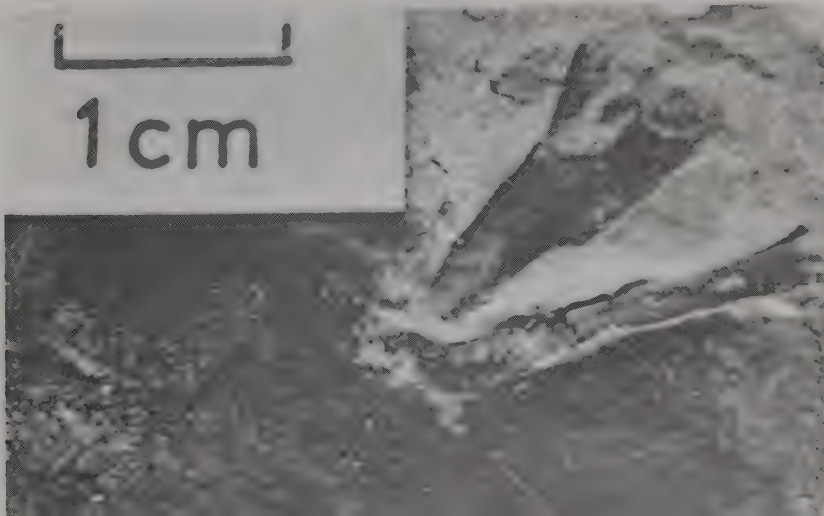
1



2



3



4 - Grès de la "zone des alternances". Pitzu Luas.

Quartz, plagioclase et muscovite.
x 130 - Nicols X

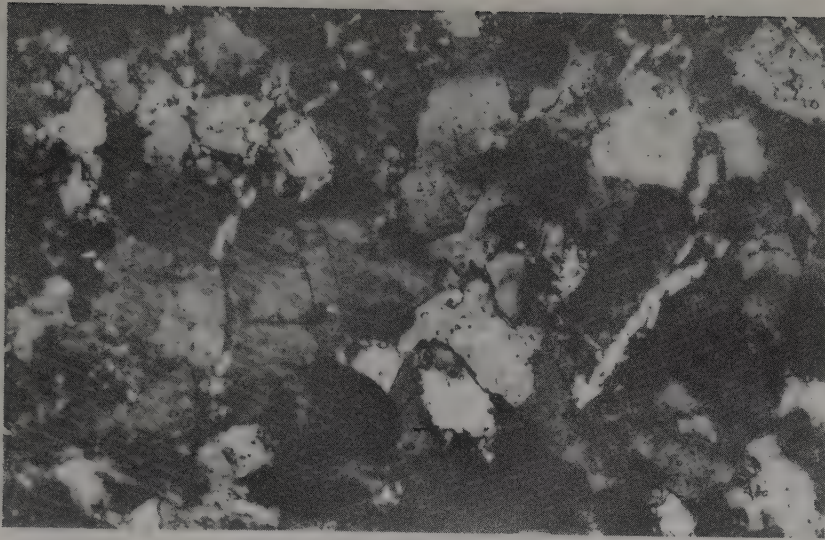
5 - Grès limonitiques de la "zone des alternances". Pitzu Luas.

Empreinte organique

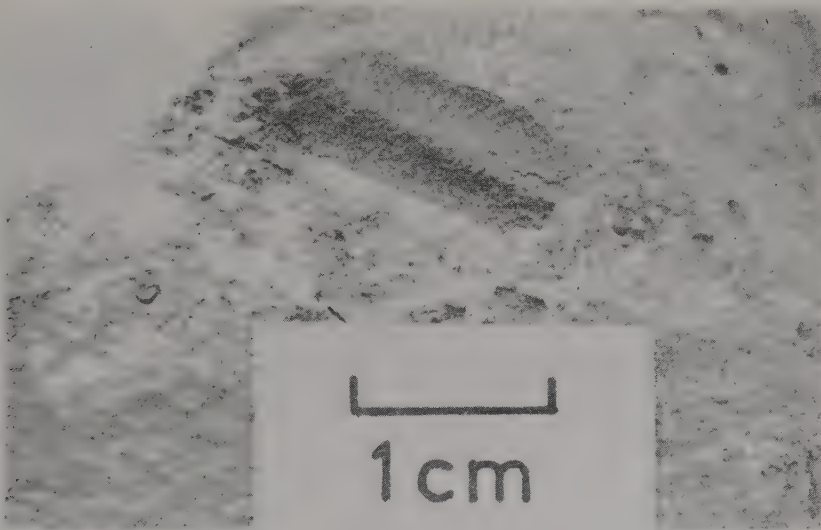
6 - Grès limonitiques de la "zone des alternances". Pitzu Luas.

Groupe de Problematica

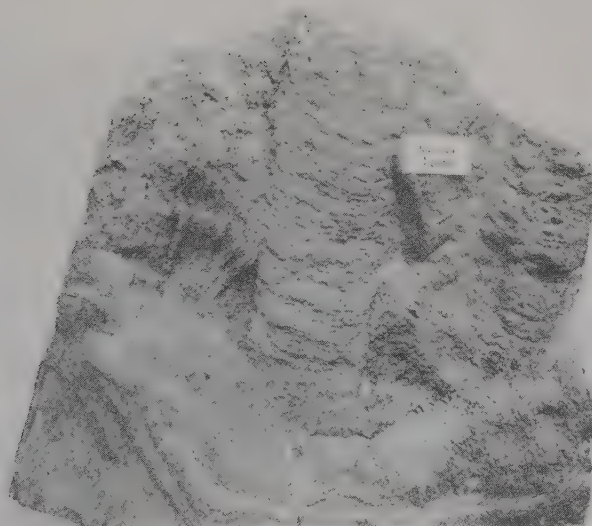
4



5



6



7 - Dolomie grise. Gracinadas.

La granulométrie diminue progressivement dans un lit, puis change brutalement dans le lit suivant. Le contact est souligné par un liseré de minéraux opaques.

x 18 - Nicols X

8 - Calcaire Métallifère. Cala Domestica.

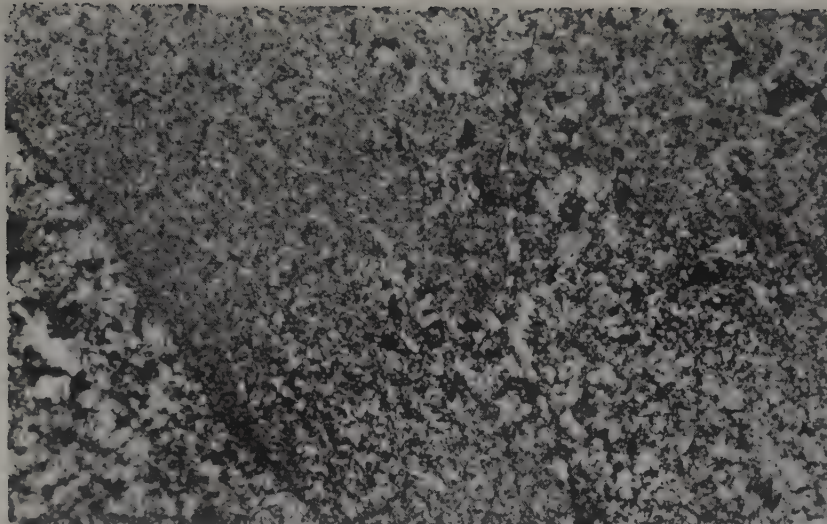
Des filonnets de calcite recristallisée recoupent la masse homogène de la roche.

x 18 - Nicols X

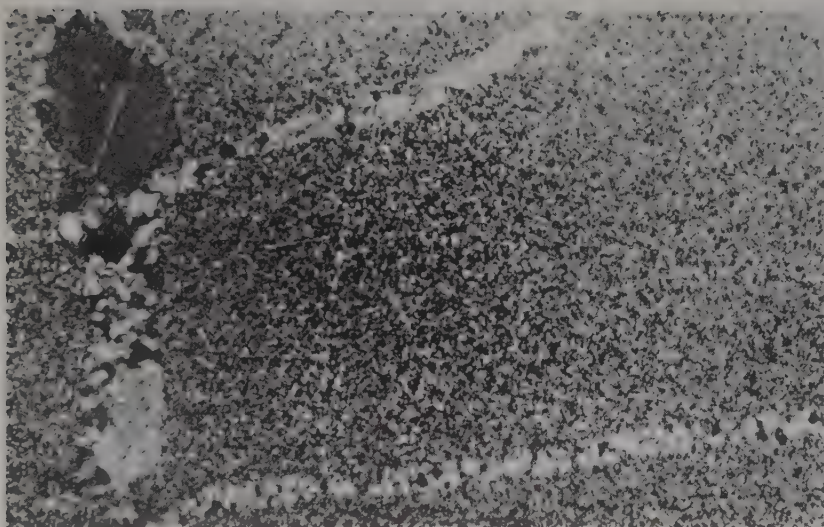
9 - Dolomie géodique. Mine de San Giovanni.

Masse Idina, niveau - 80

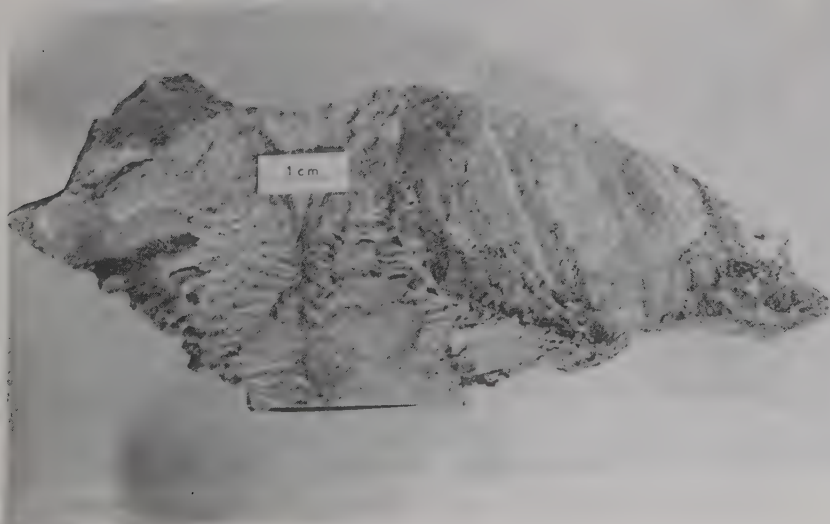
7



8



9



- 
- 10 - Calcschiste avec débris organiques. Mine de San Giovanni, affleurement au Nord du "filon du Contact".

x 18 - Nicols X

- 11 - Schiste cambrien. Nebida.

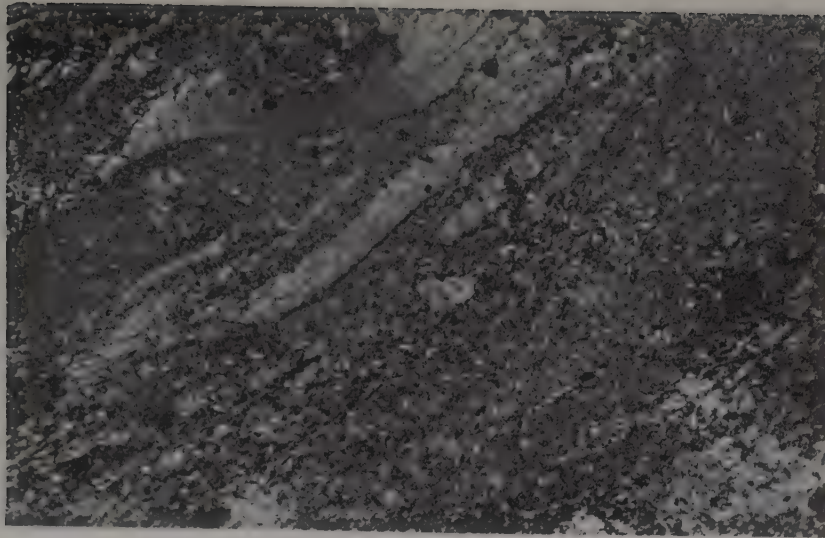
Il apparait deux directions sensiblement orthogonales des muscovites les plus largement cristallisées.

x 340 - Nicols X

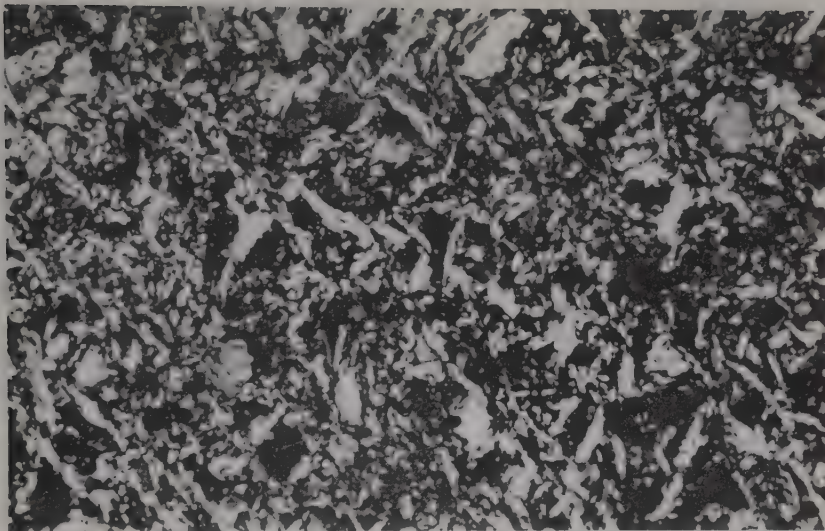
- 12 - Discordance du conglomérat de base ordovicien sur les schistes cambriens.

Route de Funtanamare à Nébida. Les plus gros éléments du conglomérat sont dolomitiques. Le conglomérat étant observé horizontalement on note que les schistes sous jacents sont affectés par un fauchage des couches.

10



11



12



13 - Grès ordovicien Genna Loriga.

Les quartz présentant presque tous l'extinction roulante.

x 18 - Nicols X

14 - Grès post-gothlandien. Gennamare.

Des grains de quartz de taille très variable, présentant presque tous une extinction roulante, sont emballés dans un ciment quartzeux.

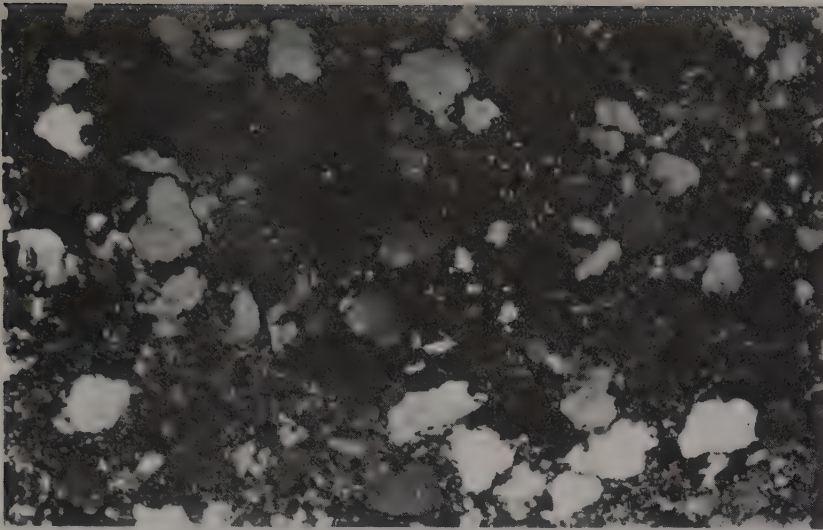
x 106 - Nicols X

15 - Grès post-gothlandien. Pinnadeddu.

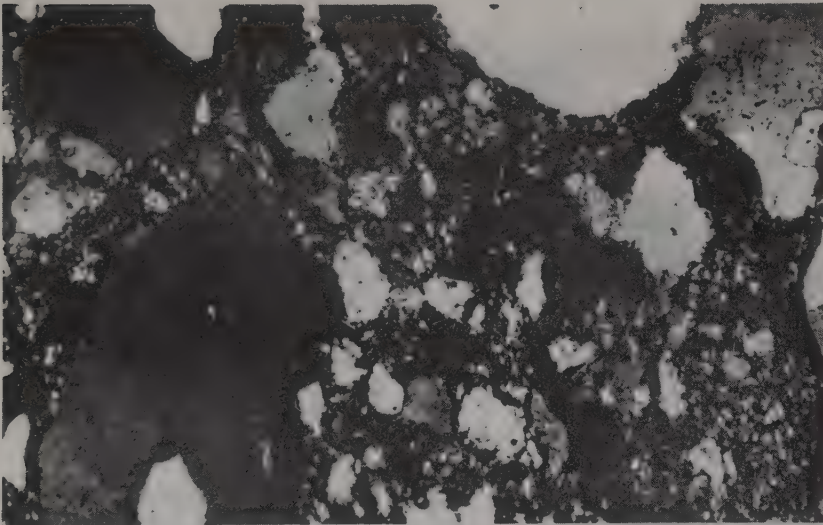
Les grains de quartz et de plagioclase, mieux calibrés que dans l'échantillon précédent, sont emballés dans un ciment principalement phylliteux.

x 106 - Nicols X

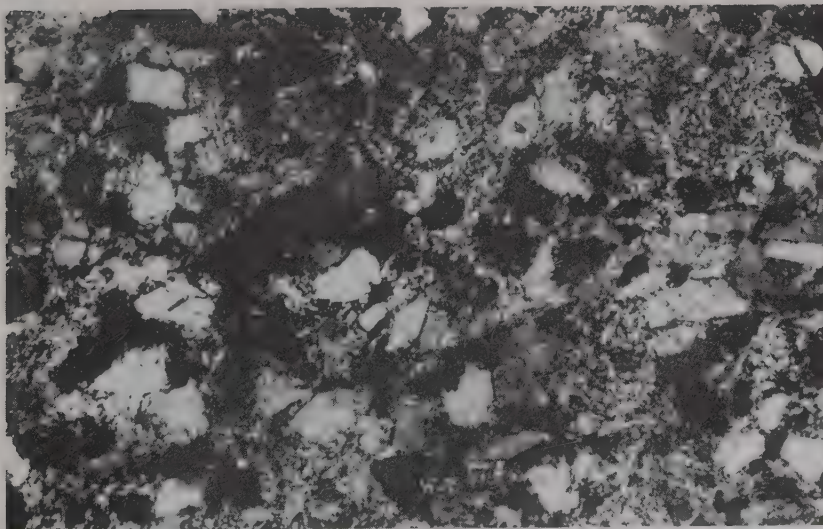
13



14



15



16 - Quartzite dit "de Bimbo", mine de San Giovanni.

Des cristaux de quartz d'orientation optique différente montrent des zones d'accroissement en continuité les uns avec les autres. Ces zones d'accroissement sont soulignées par des alignements d'inclusion opaques.
x 111 - Nicols X

17 - Quartzite.

Les cristaux de quartz, fortement engrenés, contiennent des inclusions dolomitiques
x 130 - Nicols X

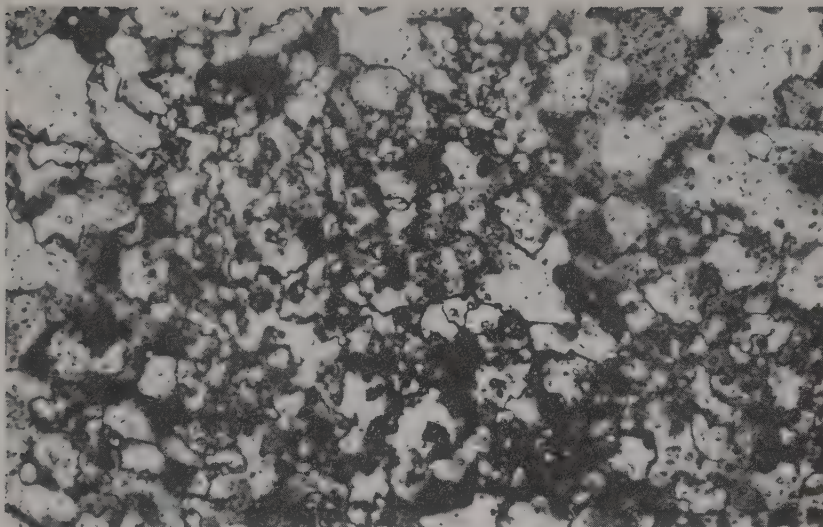
18 - Quartzite. Pitzu Luas.

Groupe de cristaux rayonnant à partir d'un noyau microcristallin.
x 232 - Nicols X

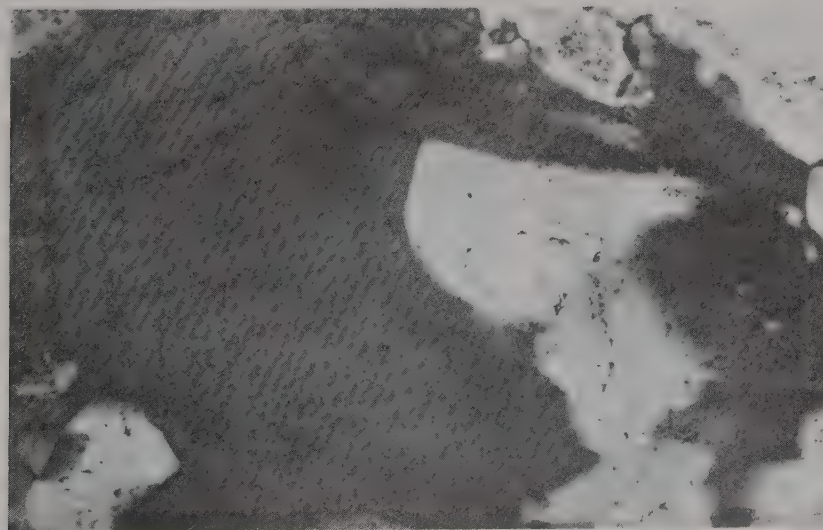
16



17



18



19 - Granite d'Arbus. Casa Cordeddu.

Faciès principal.

x 13 - Nicols X

20 - Granite d'Arbus. Col sur la route entre Arbus et Montevecchio.

Faciès à hornblende

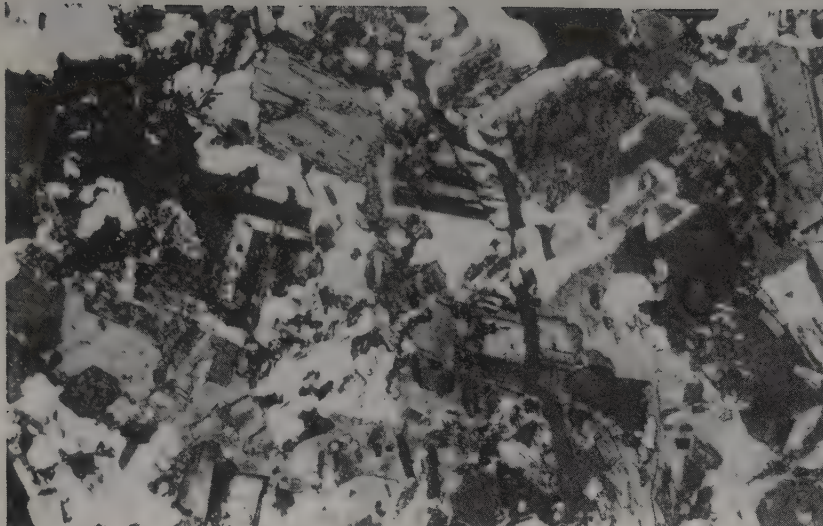
x 13 - Nicols X

21 - Granite d'Arbus. Versant Sud du Punta Cugui.

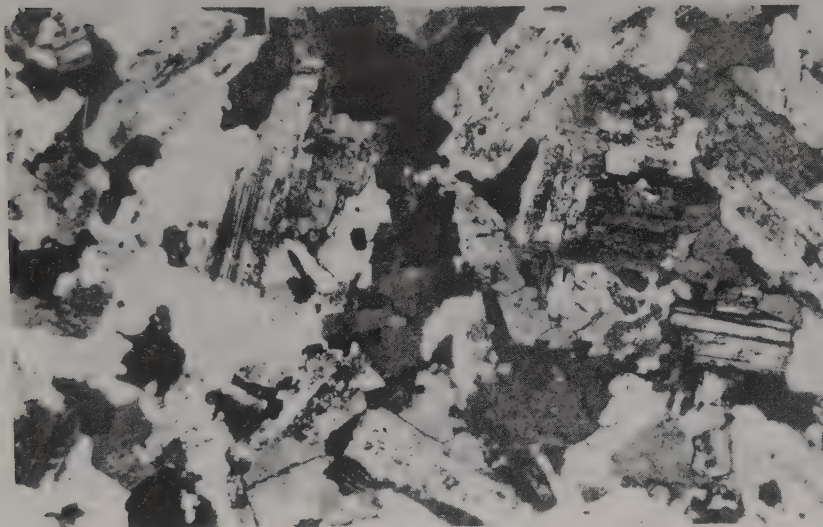
Enclave de granodiorite.

x 13 - Nicols X

19



20



21



22 - Granite d'Arbus. Casa Cordeddu.

Enclave de microdiorite quartzique

x 17 - Nicols X

23 - Granite d'Arbus. Casa Cordeddu.

Enclave orientée à biotite et albite

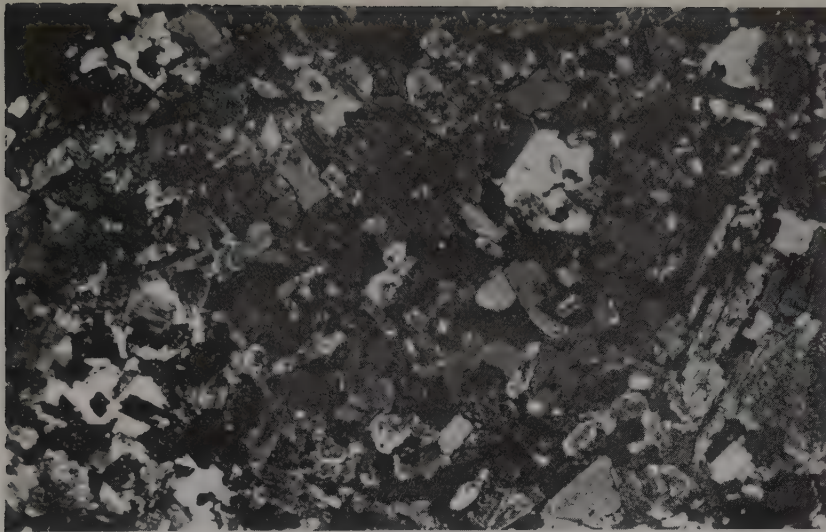
x 33 - Nicols X

24 - Granite d'Arbus. Carrières à l'Ouest du col entre Montevecchio et Arbus.

Enclave à biotite et andésine

x 18 - Nicols X

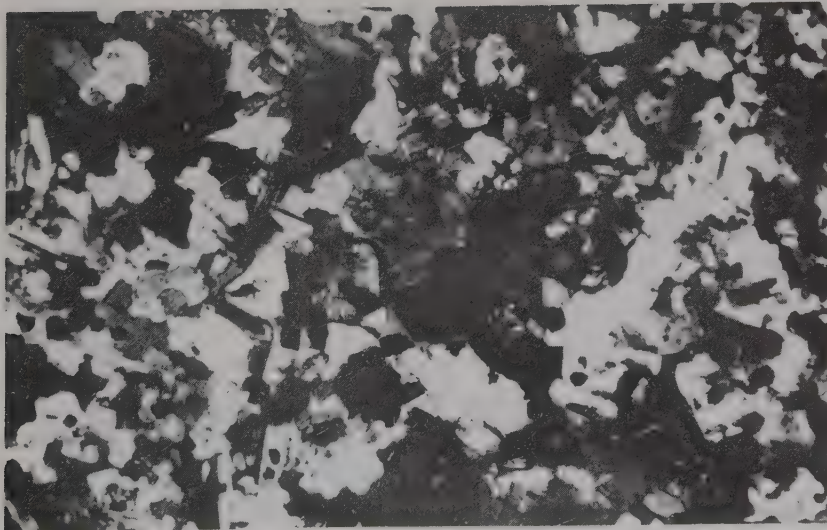
22



23



24



25 - Granite d'Arbus. Carrières à l'Ouest du col entre Montevecchio et Arbus.

Enclave à spinelle. Les cristaux de spinelle (en noir) sont soit inclus dans de grands cristaux de biotite, soit entourés d'une écorce polycristalline de petits cristaux de biotite.

x 56 - Nicols X

26 - Granite d'Arbus. Versant Sud de Punta Cugui.

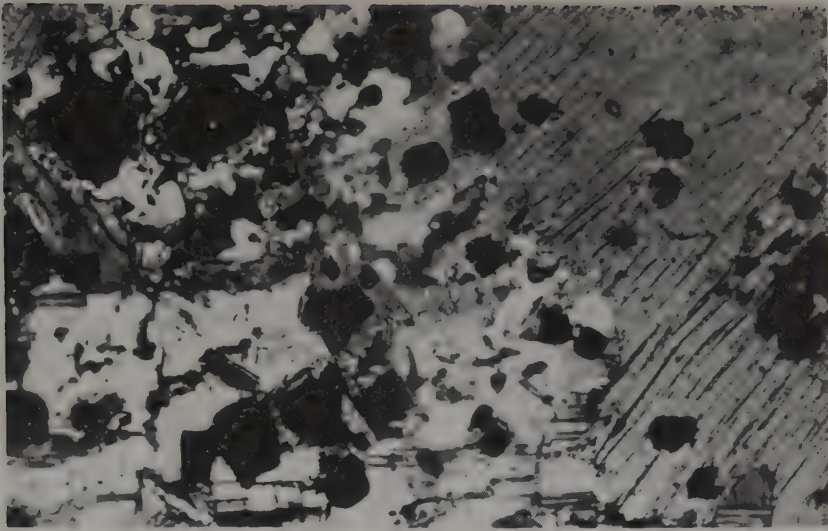
Enclave à hornblende. De grands cristaux de hornblende, d'orientation variée, contiennent de nombreuses inclusions de quartz et de plagioclase.

x 13 - Nicols X

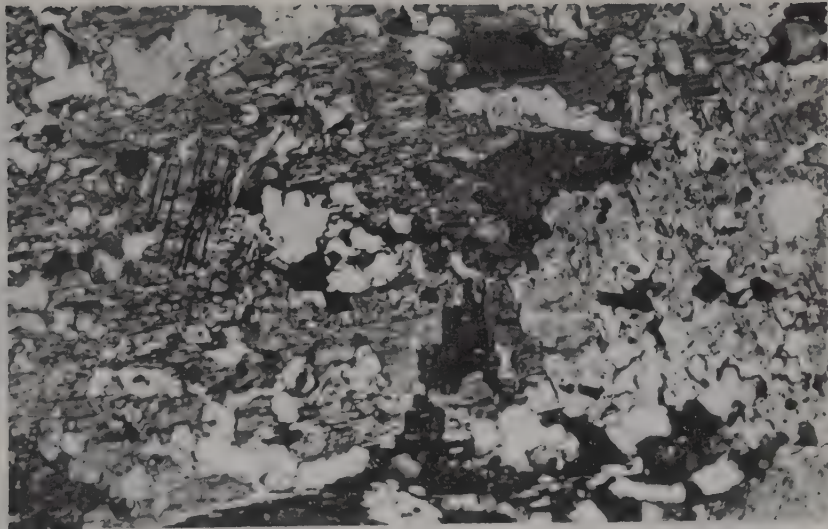
27 - Granite leucocrate. Punta Cugui

x 13 - Nicols X

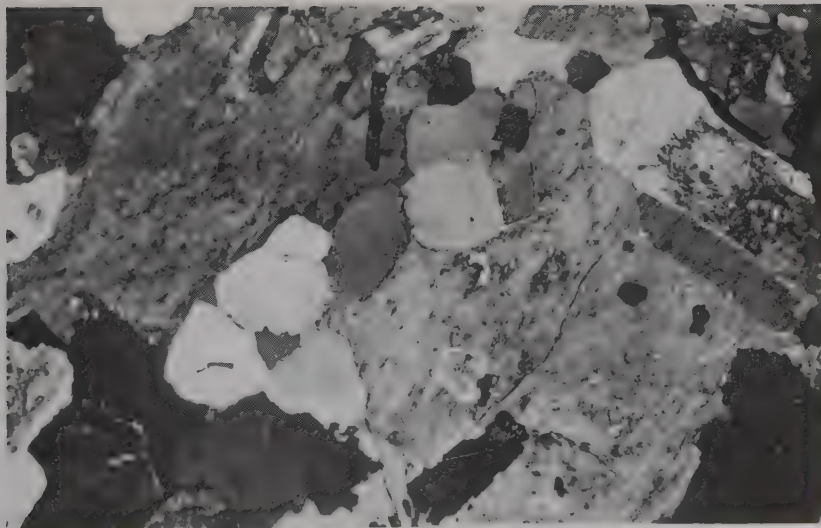
25



26



27



28 - Aplite à tourmaline. Bidderdi.

x 26 - Nicols //

29 - Granite de l'Orida. Punta di Tiny.

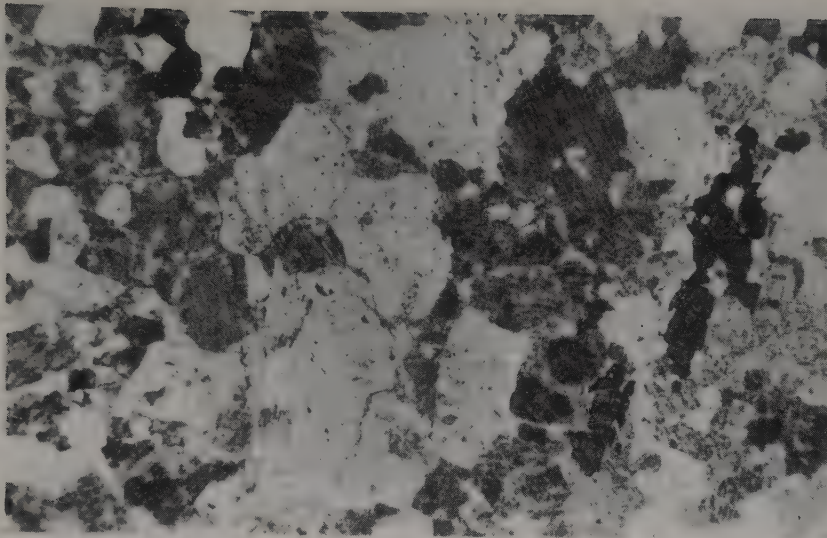
x 13 - Nicols X

30 - Diabase. Campo Pisano, niveau + 45

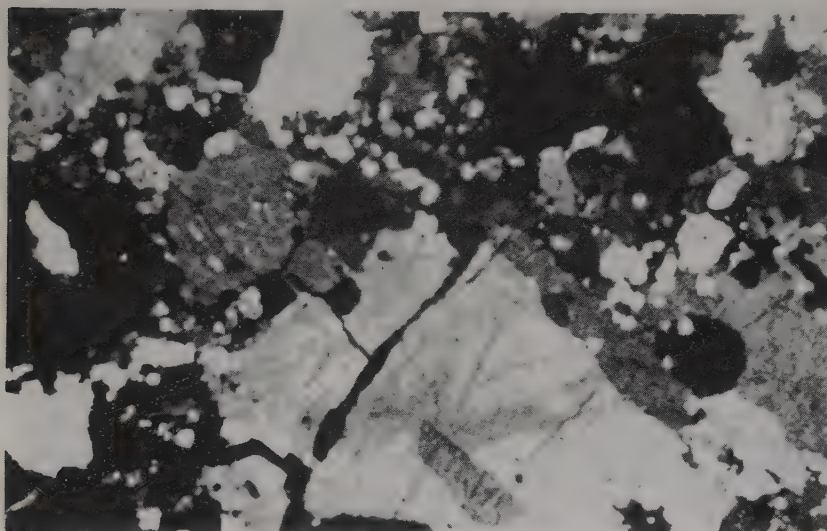
Seule la structure intersertale reste identifiable,
la roche étant entièrement éricitisée.

x 18 - Nicols X

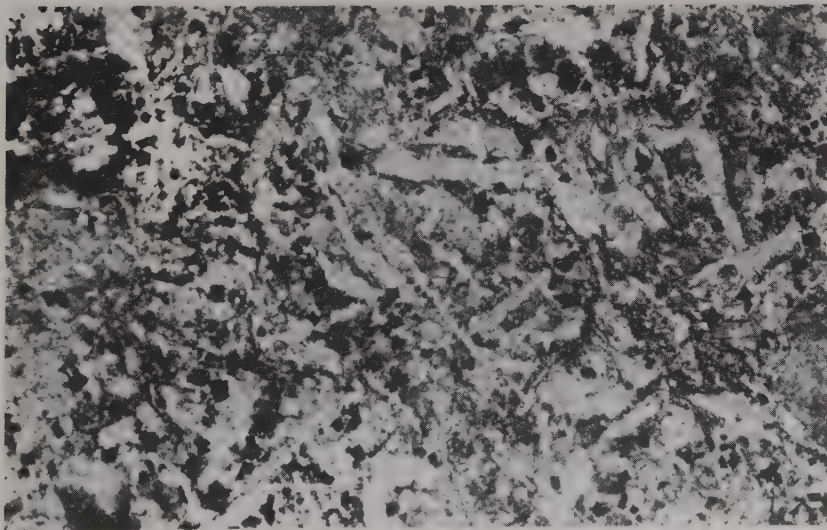
28



29



30



31 - Rhyolite. Carrière à remblais de Gennamare.

Structure sphérolitique

x 33 - Nicols X

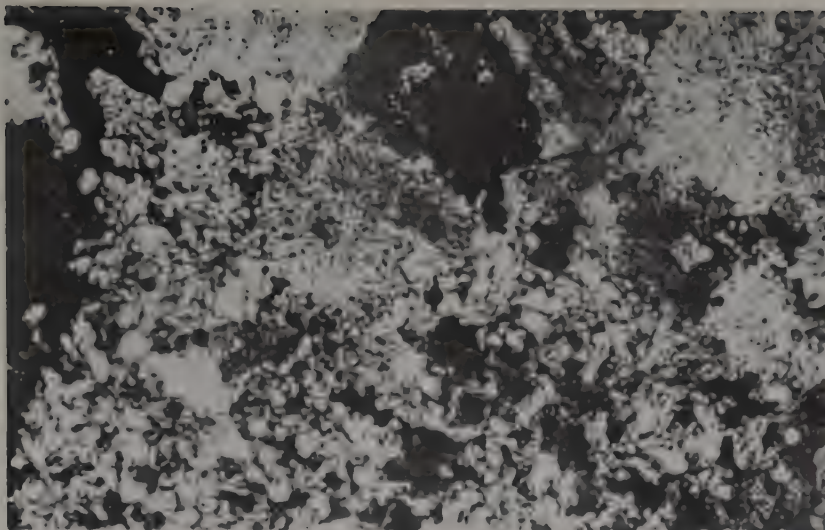
32 - Cristaux de smithsonite ferrifère ("monheimite") sur de la barytine.
Filon Sant' Antonio, Montevecchio, niveau - 60

x 3

33 - Cristaux de barytine de la "zone à monheimite".
Filon Sant' Antonio, Montevecchio, niveau - 60

x 3

31



32



33



34 - Cristaux de gypse. Filon Brassey, 1^{ère} zone, niveau -45
x 2

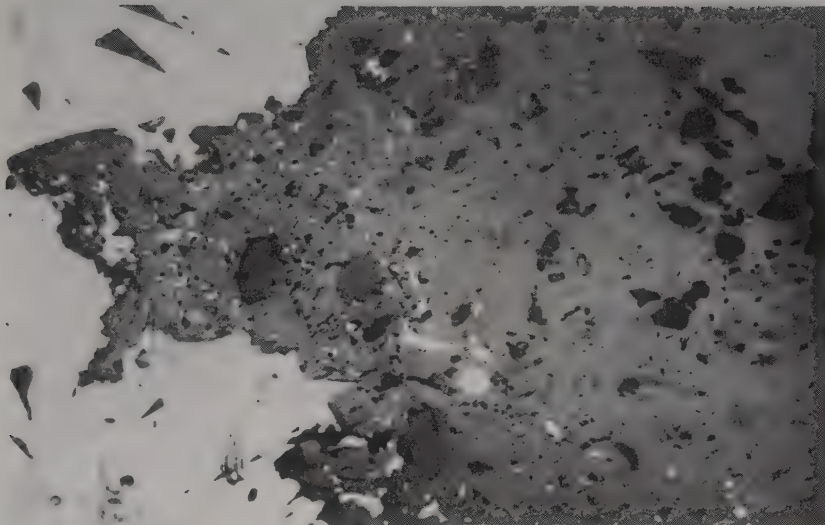
35 - Liseré d'inclusions de galène dans la sidérite
Gennamare; filon Ingurtosu. Niveau -10
x 110 - Nicols //

36 - Cristallisations de rammelsbergite (vermicules à fort relief), dans de la
galène et du quartz. Filon Brassey, 3^{ème} zone, niveau +40
Le minéral de teinte gris moyen est de la blende
x 55 - Nicols //

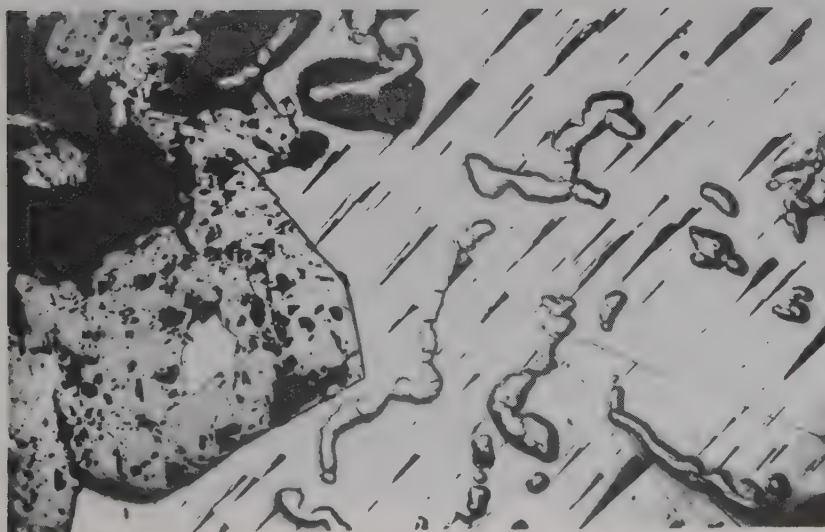
34



35



36



37 - Cristallisations vermiculaires de rammelsbergite dans du quartz.

Filon Brassey, 3^{ème} zone, niveau + 40

Les vermicules de rammelsbergite sont parcourus par un canal axial.

x 320 - Nicols //

38 - Blende (gris foncé), cuivre gris (gris moyen) galène et chalcoppyrite (blanc)

La chalcoppyrite, en filets dans le cuivre gris, s'arrête net sur le contact cuivre-gris-galène.

Vena Scartata, Gennamare. Niveau - 10

x 10 - Nicols //

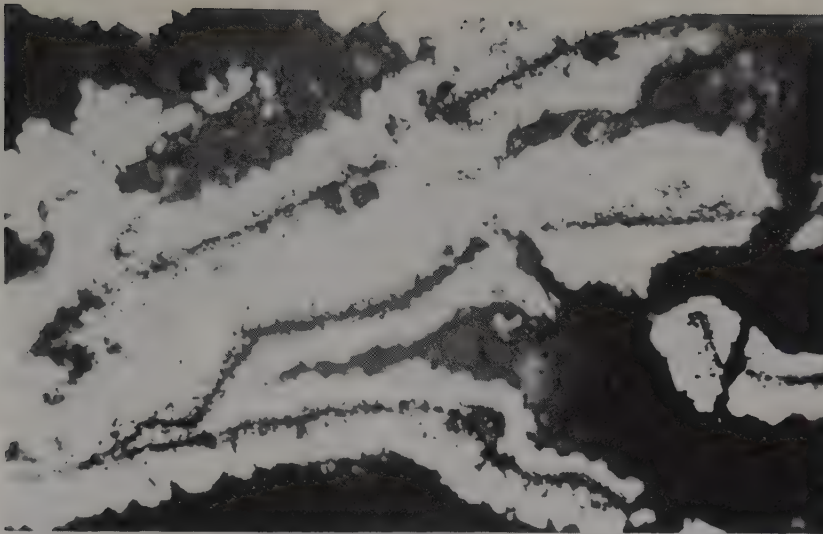
39 - Cuivre gris poecilitique dans la galène.

Filon du Contact, veine principale, San Giovanni.

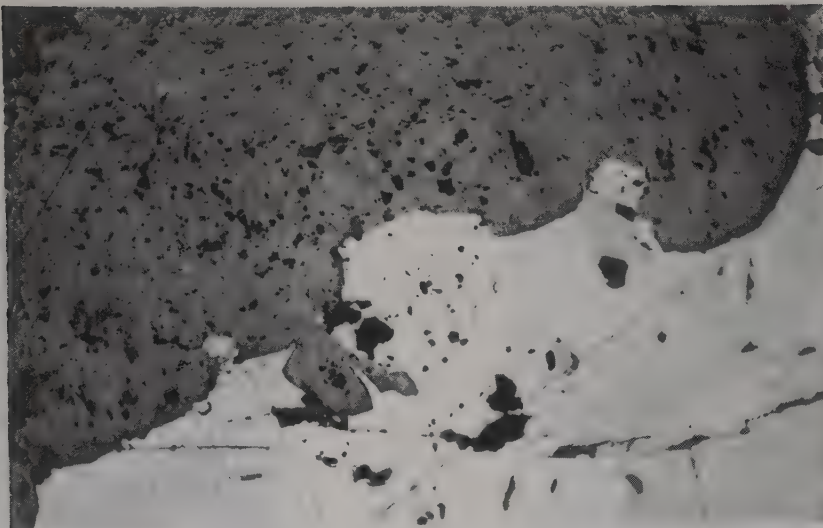
Niveau - 60

x 400 - Nicols //

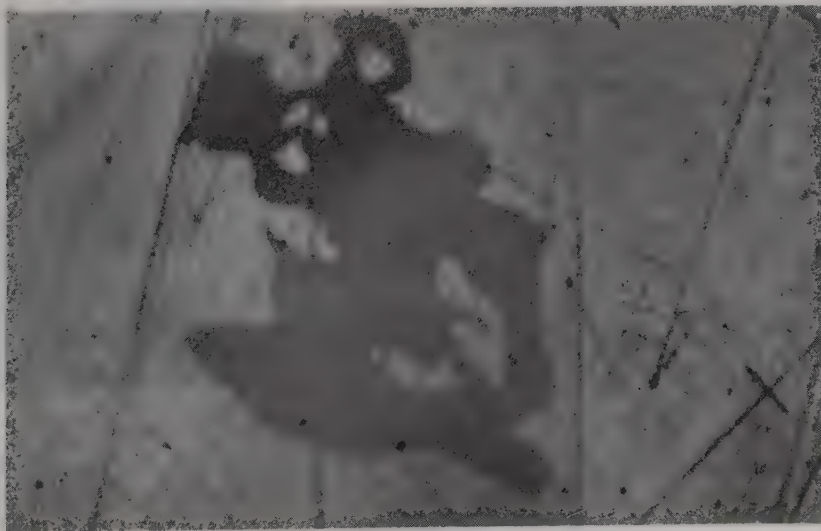
37



38



39



40 - Groupe de cristaux amiboïdes de reniérîte dans la blende.

Filon du Contact, veine principale, niveau - 100

x 2500 - Immersion - Nicols //

41 - Cristaux bacillaires de reniérîte dans la blende.

Filon du Contact, veine principale, niveau - 100

La disposition et la forme des cristaux de reniérîte semblent déterminées
par trois directions cristallographiques de la blende,

x 2500 - Immersion - Nicols //

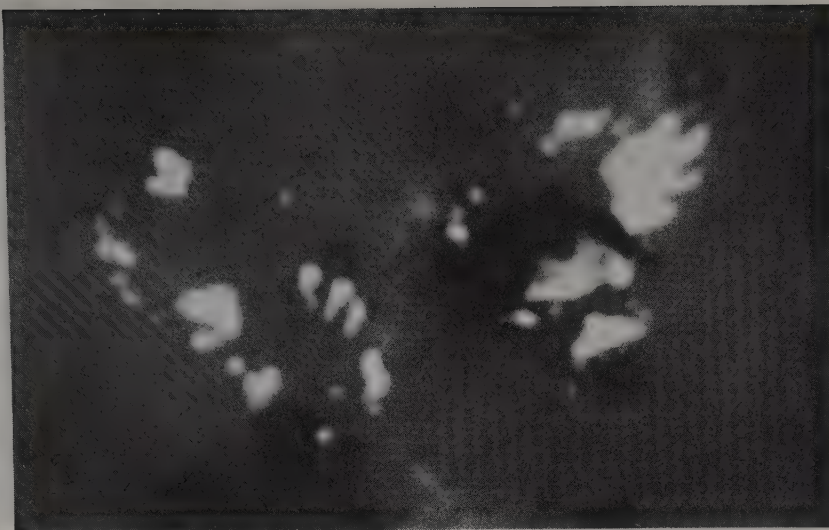
42 - Un aspect de la brèche de la Masse Pozzo IV, San Giovanni. Niveau + 255.

Le bloc gris clair sur lequel est posé le marteau est un bloc de diabase.

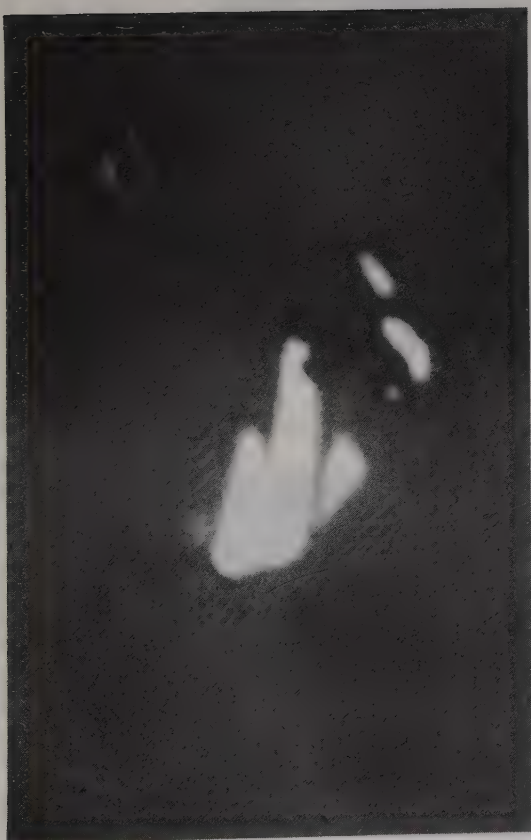
Les éléments sombres sont calcaires, et renferment la minéralisation.

Le ciment (blanc) est composé de calcite spathique.

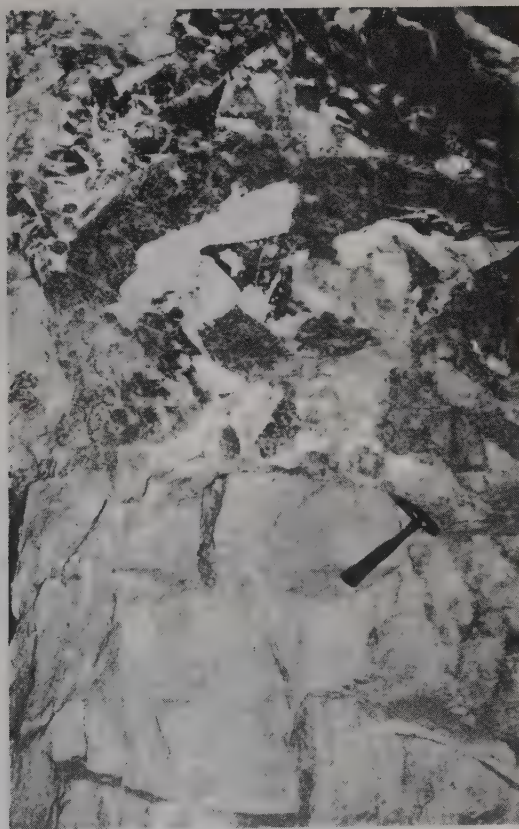
40



41



42

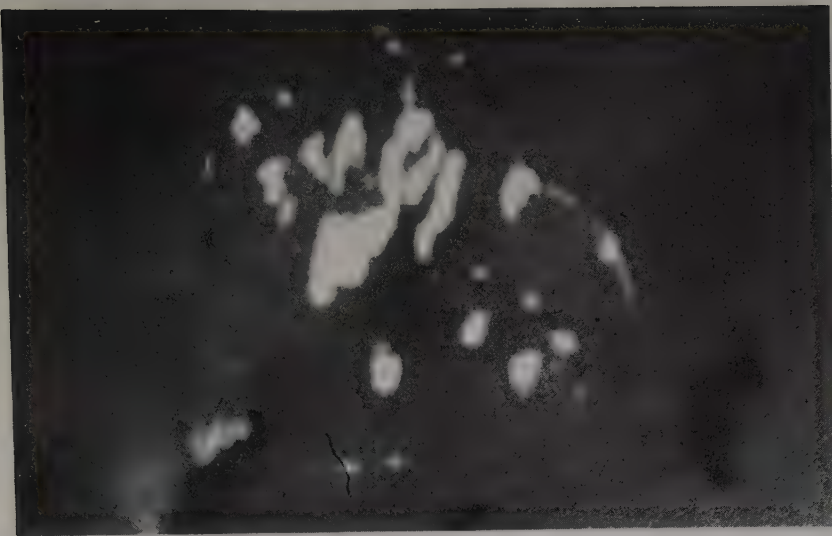


43 - Cristaux cunéiformes de reniérîte dans la blende.
Masse Pozzo IV, mine de San Giovanni. Niveau + 255
x 2000 - Immersion - Nicols //

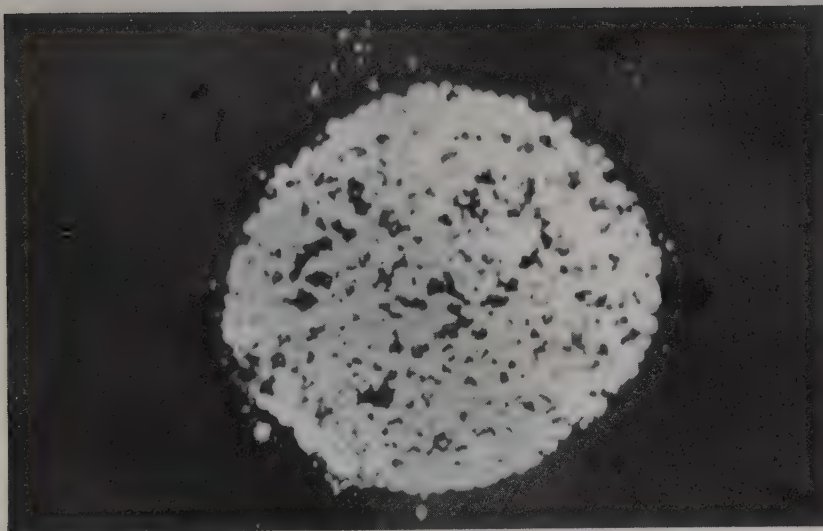
44 - Framboïde de pyrite. Masse Pozzo IV.
San Giovanni. Niveau + 255
x 845 - Nicols //

45 - Cristaux automorphes de pyrite provenant de la recristallisation d'un
framboïde.
Masse Pozzo III, San Giovanni. Niveau + 6
x 900 - Immersion - Nicols //

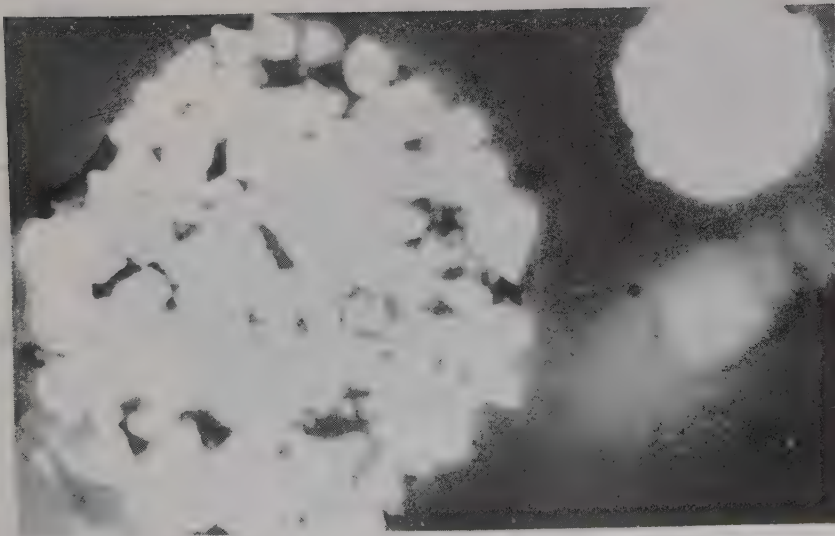
43



44



45





46 - Cristal de pyrite avec zones d'accroissement.

Masse Pozzo III, San Giovanni. Niveau + 6

x 264 - Nicols //

47 - Cristal de pyrite renfermant en son centre une structure framboïdale.

Masse Pozzo IV, San Giovanni. Niveau + 255

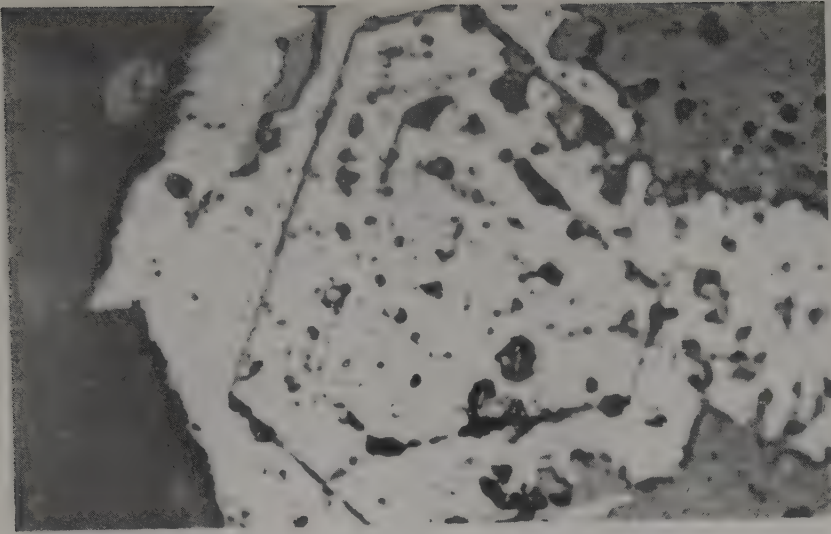
x 620 - Nicols //. Attaque $\text{MnO}_4\text{K} + \text{H}_2\text{SO}_4$

48 - Cristal de quartz (gris, fort relief) automorphe dans la calcite (grise) et xénomorphe dans la galène (blanche)

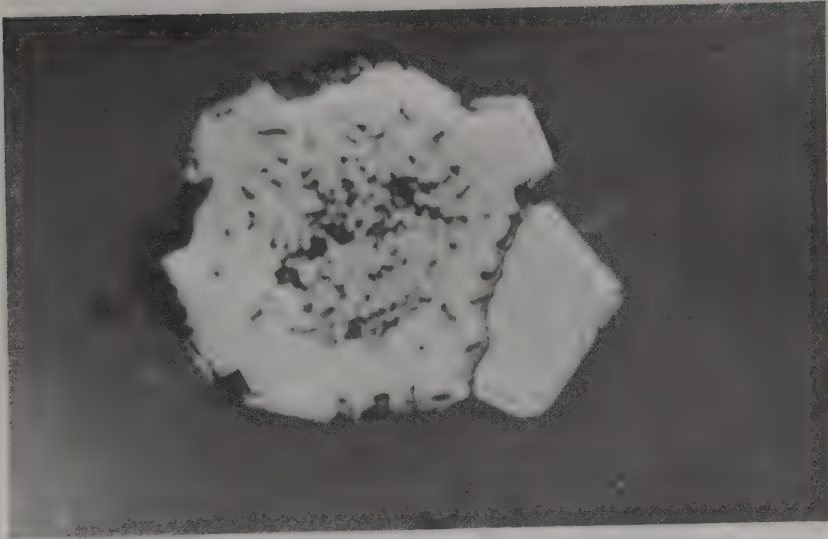
Masse Idina. San Giovanni. Niveau - 30

x 210 - Nicols //

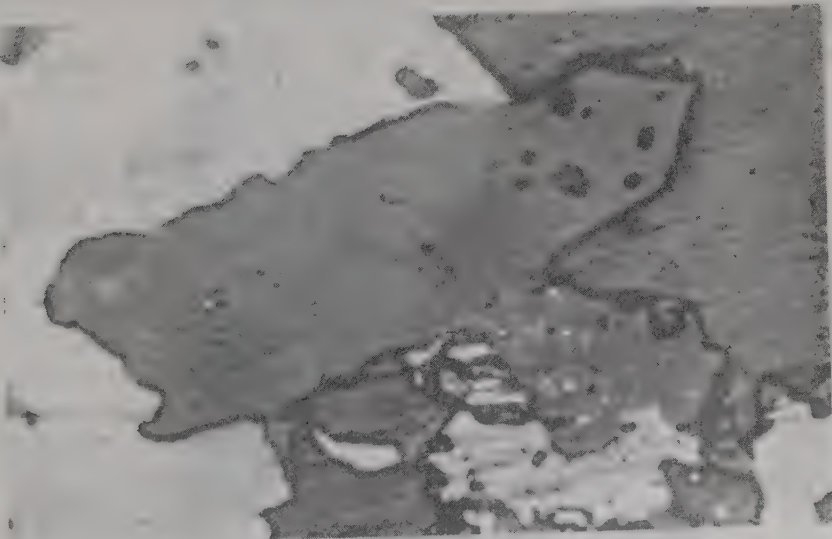
46



47



48



- 49 - Petites veines calaminaires recoupent le Calcaire Métallifère en empruntant plusieurs directions de diaclases.

Mine de San Giovanni, niveau + 150, à la verticale de la Masse Pozzo III.

- 50 - Brèches des Riches en Argent.

Des éléments calcareo-dolomitiques, plus ou moins silicifiés, sont emballés dans un ciment calcitique très largement cristallisé. La minéralisation est localisée exclusivement au contact du ciment et des éléments, et forme un fin liseré autour de ces derniers Grotta Grande, San Giovanni.
Niveau + 255

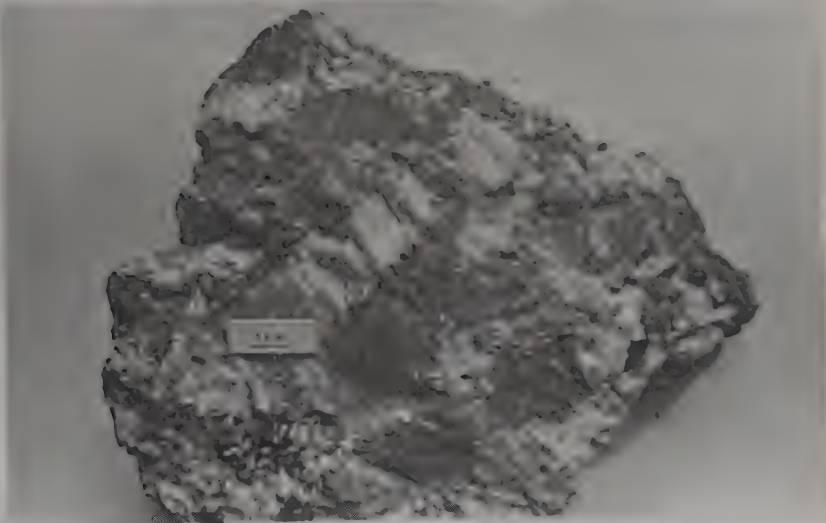
- 51 - Brèche des Riches en Argent.

Outre des éléments analogues à ceux de l'échantillon précédent, on note ici la présence d'éléments minéralisés (sous le marteau), rubannés, à allure filonienne. Le bloc aplati, (à gauche du coude de l'élément minéralisé) est d'origine karstique.

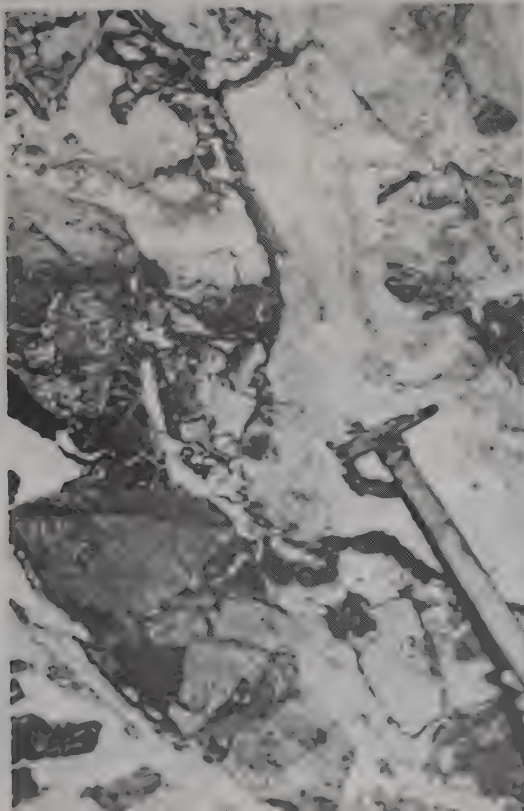
49



50



51



52 - Brèche des Riches en argent.

Des concrétions d'origine karstique remplissent une "cheminée" irrégulière dans la brèche.

Masse Peloggio, San Giovanni. Niveau + 150

53 - Freibergite en inclusions dans la galène des Riches en Argent.

La liaison entre la forme des inclusions et les directions cristallographiques de la galène est très nette.

Grotta Grande, San Giovanni, Niveau + 255

x 450 - Nicols //

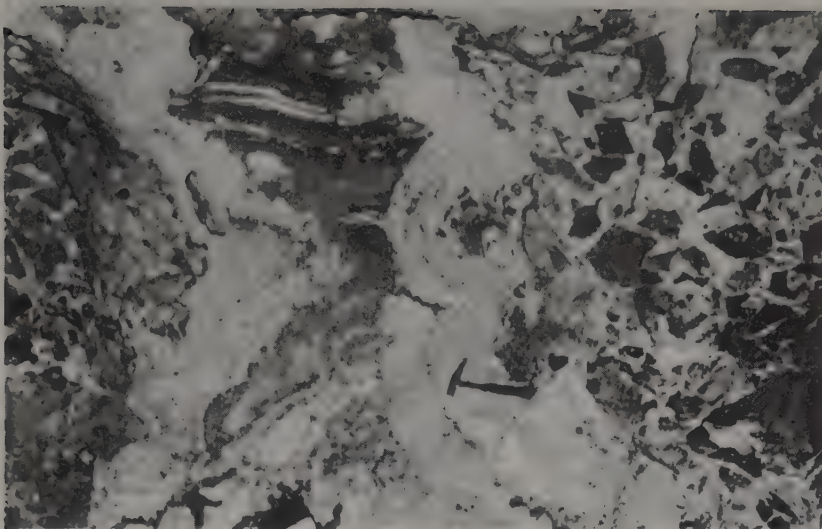
54 - "Quartz en éponge" des Riches en Argent.

Les espaces libres entre les cristaux de quartz sont remplis de galène, partiellement oxydée en cérusite.

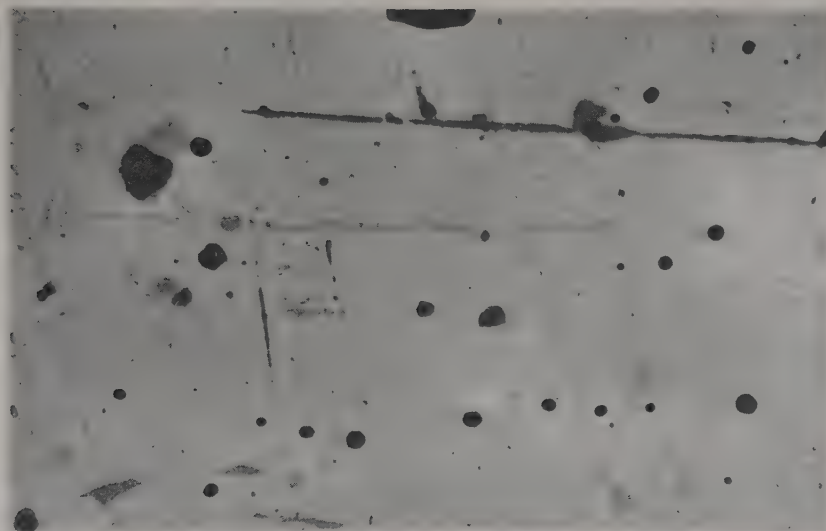
Colonne 11, San Giovanni.

x 83 - Nicols //

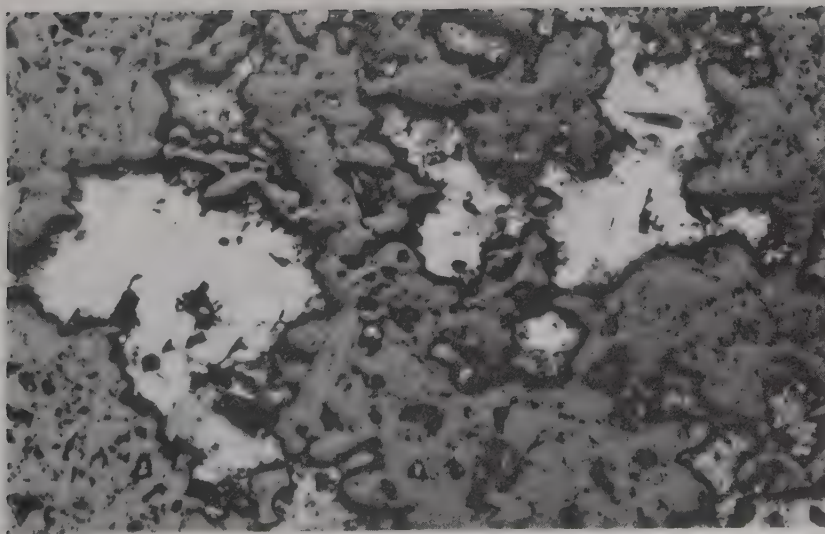
52



53



54

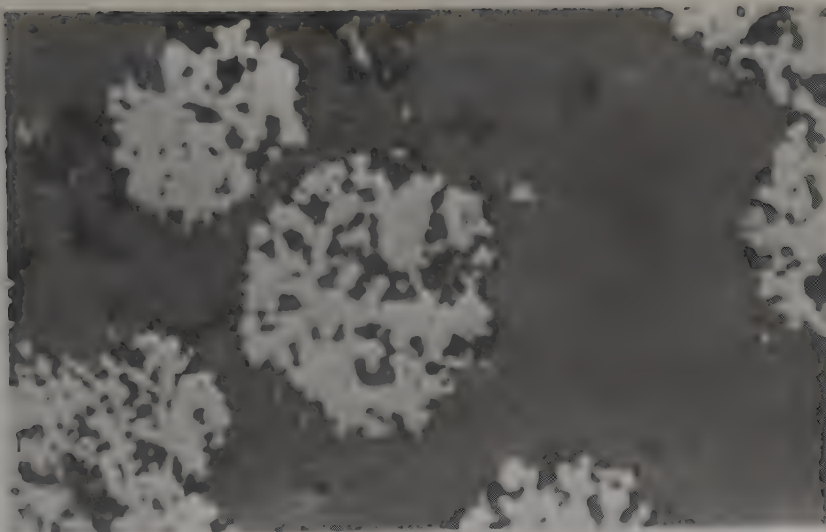


55 - Framboïdes pyriteux dans la blende, Pira Roma - San Luigi. Niveau + 265
x 790 - Nicols II.

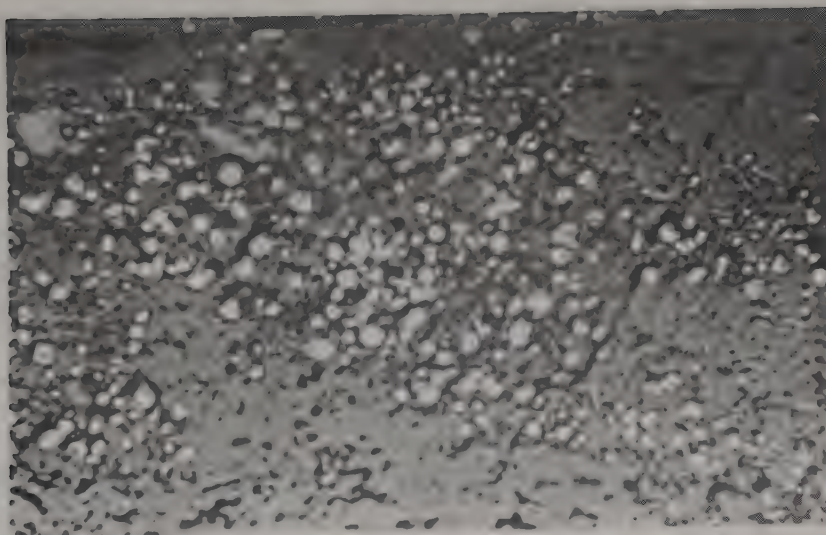
56 - Nuage de framboïdes pyriteux dans la blende Pira Roma - San Luigi.
Niveau + 265.
x 60 - Nicols II.

57 - Pyrite à structure en atoll dans la blende, Pira Roma - San Luigi.
Niveau + 265.
x 230 - Nicols II.

55



56



57



58 - Minéral au contact schistes-calcaire. En blanc, pyrite. Gris moyen, blende.
Gris foncé, minéraux phylliteux.

Pira Roma. San Luigi, niveau + 265

x 83 - Nicols //

59 - Inclusion de blende dans la galène, entourée de fines cristallisations de
cuivre gris.

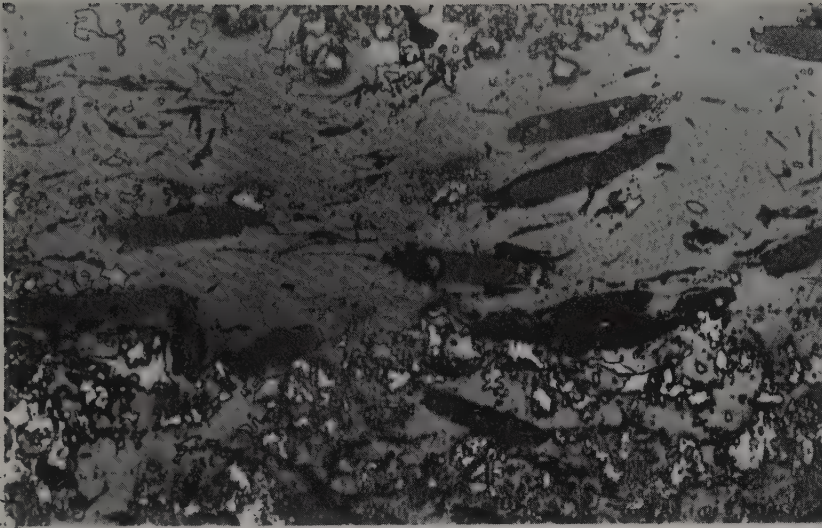
Carrière de s'Ega d'Acqua

x 111 - Nicols //

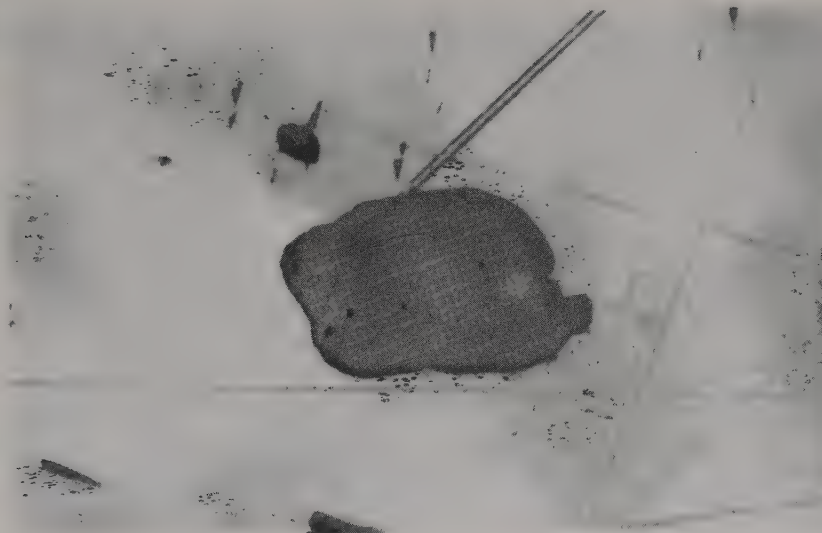
60 - Cristaux de pyrite brisés et cimentés par la dolomite
Campo Pisano, niveau 45

x 75 - Nicols //

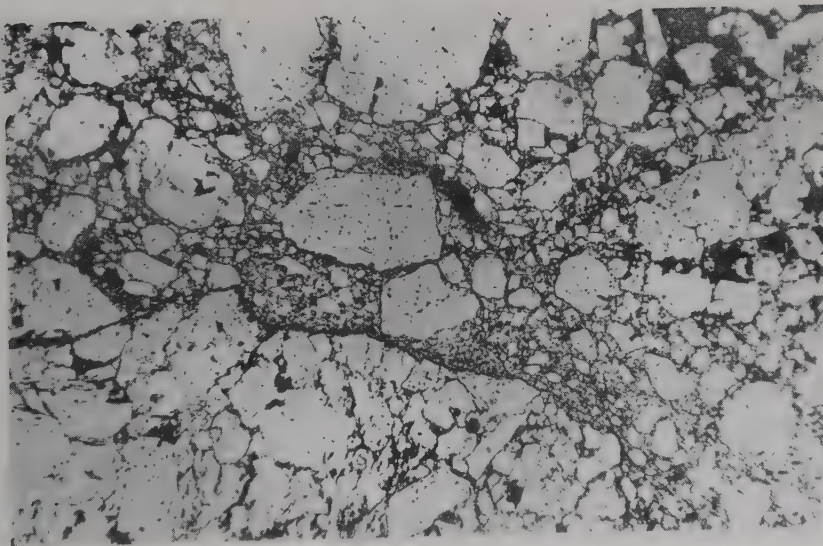
58



59



60



61 - Nodule de pyrite oxydé en goethite. Punta Rosmarino.

x 82 - Nicols II.

62 - Blende à exsolutions de chalcopryrite.

Les gros cristaux blancs sont des cristaux de pyrite.

Arenas, Scavo Margherita.

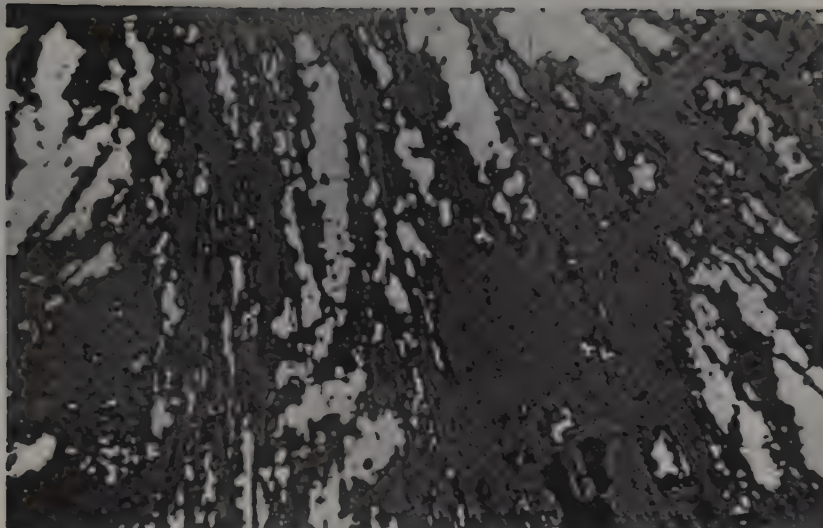
x 320 - Nicols II.

63 - Quartz brisé et cimenté par la galène (en gris clair, cérusite provenant de l'oxydation de la galène).

Su Sollu. Niveau + 524.

x 83 - Nicols II.

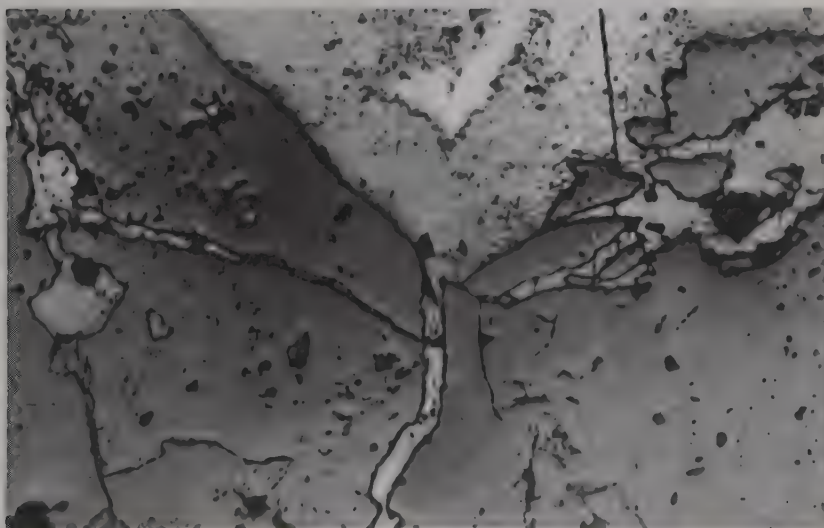
61



62



63





64 - Quartz automorphe avec zones d'accroissement soulignées par de la galène
(ici oxydée en cérusite) Nanni Frau

x 83 - Nicols //

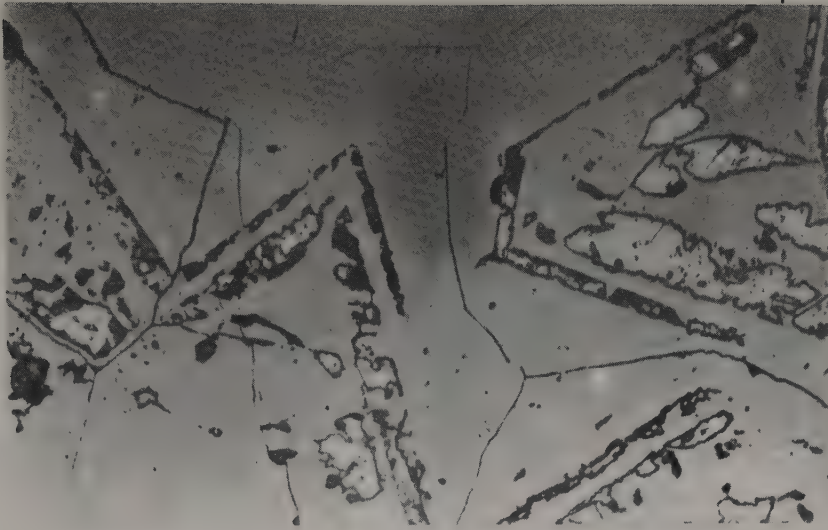
65 - Tactite à grenats (angle inférieur gauche), pyroxènes, et minéraux cuprifères (en noir). Route Arbus-Flumini.

x 13 - Nicols //

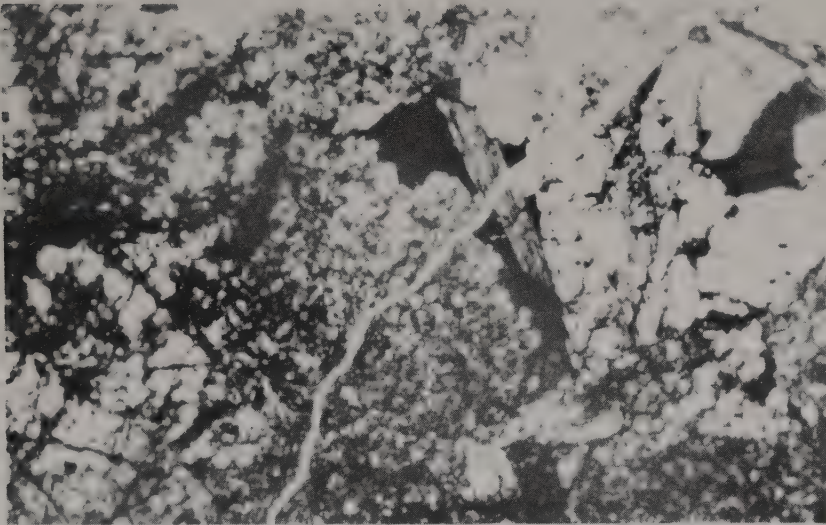
66 - Tactite à scheelite. En noir, scheelite. En blanc, quartz. Gris : calcite

x 26 - Nicols X

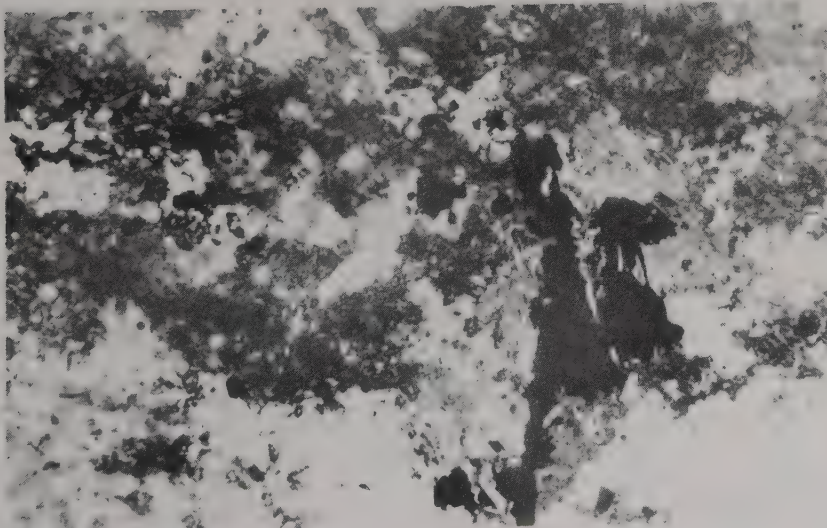
64



65



66



D. TABLEAU RECAPITULATIF DES ANALYSES CHIMIQUES

N° Analyse	1551	1552	1554	1555	1726
Roche	Rhyolite Gennamare	Granite Arbus	Granite Arbus	Granite à faciès basique Arbus	Granite. Faciès à amphibole Arbus
Si O ₂	80.15	66.95	72.85	65.10	63.20
Al ₂ O ₃	13.15	16.45	15.45	16.65	18.35
Fe ₂ O ₃	0.45	0.75	0.25	1.15	1.60
Fe O	0.30	3.10	1.25	3.35	3.10
Mg O	0.50	1.90	1.05	1.85	2.25
Ca O	0.30	3.40	1.25	3.80	2.85
Na ₂ O	0.20	3.25	3.55	3.40	3.50
K ₂ O	3.10	3.25	4.30	3.40	3.10
Ti O ₂	0.0	0.45	0.05	0.45	0.70
P ₂ O ₅	0.10	0.15	0.20	0.20	0.35
F					
Mn O	0.0	0.05	0.05	0.10	tr.
H ₂ O +	1.75	0.70	0.50	0.60	1.00
H ₂ O -	0.20	0.10	0.0	0.0	0.00
Total	100.20	100.50	100.75	100.05	100.00
Paramètres CIPW	p q r s h k l m	I 2 1 (2) 1' 4 (5) I I 3	I (II) 4 (2) 3 3 (4) '2 I I 3	I '4 '2 3 (1) 2 1 1 '3	I (II) 4 2 (3) (3) 4 2 1 1 '3
Paramètres de NIGLI	si al fm c alk k mg ti p	705 67,9 10,5 2,6 18,9 0,92 0,5	271 39,4 24,5 14,8 21,4 0,398 0,465 1,4 0,2	537 66,9 21,7 9,7 45,6 0,447 0,591 0,4 0,4	208 38,8 23,6 16,1 21,5 0,396 0,46 1,4 0,2
					241 41,1 27,2 11,7 20,1 0,37 0,47 2 0,7

N° Analyse	1727		1728	1810	1813
	Microgranite Ingurtosu		Enclave microgrenue dans le granite d'Arbus.	Schiste Ingurtosu	Cornéenne Gennamare
Si O ₂	71.70		60.50	59.0	56.80
Al ₂ O ₃	15.20		18.20	21.0	20.85
Fe ₂ O ₃	1.45		1.50	1.85	0.80
Fe O	0.70		4.00	4.85	6.75
Mg O	0.70		3.70	2.75	3.45
Ca O	0.60		5.15	0.45	1.25
Na ₂ O	1.85		2.70	1.50	2.80
K ₂ O	6.15		3.25	3.65	3.40
Ti O ₂	tr.		0.70	0.55	0.65
P ₂ O ₅	0.15		0.10	0.20	0.20
F					
Mn O	0.10		0.10	0.05	0.10
H ₂ O +	1.10		0.50	3.70	2.70
H ₂ O -	0.00		0.00	0.30	0.30
Total	99.70		100.40	99.85	100.05
Paramètres CIPW	p	I	'II		
	q	3'	4'		
	r	1	3		
	s	2	3		
	h	3	2		
	k	1	1		
	l	1	1		
	m	2 (3)	(2) 3		
Paramètres de NIGLI	si	396	195		
	al	49,5	34,5		
	fm	15,2	32,4		
	c	3,6	17,8		
	alk	30,2	15,3		
	k	0,69	0,44		
	mg	0,37	0,55		
	ti	0	1,7		
	p	0,6	0,2		

N° Analyse	1814		1815	3613	3614
Roche	Cornéenne Gennamare		Tuf volcanique Montevecchio	Granite de l'Orida Punta Tiny	Granite Cucurru Medau Arenas
Si O ₂	80.40		81.30	75.65	73.30
Al ₂ O ₃	10.10		11.75	14.35	14.75
Fe ₂ O ₃	0.50		0.70	0.40	0.30
Fe O	1.80		tr.	0.05	0.05
Mg O	1.25		0.80	0.80	0.55
Ca O	0.40		0.90	0.40	4.70
Na ₂ O	1.55		0.30	2.65	2.45
K ₂ O	2.30		2.40	4.75	3.45
Ti O ₂	0.35		tr.	tr.	tr.
P ₂ O ₅	0.20		tr.	0.25	0.15
F					
Mn O	tr.		0.00	tr.	0.05
H ₂ O +	1.00		1.75	0.75	1.10
H ₂ O -	0.05		0.00	0.25	0.10
Total	99.90		99.90	100.30	100.95
Paramètres CIPW	p		1	1	1
	q		2	3	(3) 4
	r		2'	1	3
	s		'2	3	3
	h		2	2	3
	k		1	1	1
	l		1	1	1
	m		1	1	1
Paramètres de NIGLI	si		710	468,7	362,3
	al		60,9	52,4	43,0
	fm		14,7	10,0	7,71
	c		8,4	2,6	24,9
	alk		16,3	34,9	24,3
	k		0,84	0,54	0,45
	mg		0,71	0,74	0,53
	ti		0,0	0,0	0,0
	p		0,0	0,7	0,29

CUIVRE GRIS

San Giovanni, Masse Pozzo IV, niveau 225. An. qualit.

S, Sb, Fe, Cu, Zn, Pb.

CUIVRE GRIS

San Giovanni, Masse Normann, niveau 225. An. quantit.

S = 29,0 % As = 20,4 % Cu = 43 % Fe = 3,2 % Zn = 5,1 %

Total : 100,7

Formule calculée : $S_{13} As_4 Cu_{10} (Zn Fe)$

PLOMB ARSENIE

San Giovanni, Masse Idina, niveau -30. An. quantit.

S = 16,3 % As = 7,2 % Pb = 76,5 %

Total : 100,0

CUIVRE GRIS

San Giovanni. Colonne 8. Affleurements. An. quantit.

S = 26,8 % Sb = 23,8 % Cu = 37,4 % Zn = 6,8 % Pb = 5,3 %

Total : 100,1

Formule calculée : $S_{13} Sb_4 Cu_{10} Zn_2$

CUIVRE GRIS

San Giovanni. Filon Burra, niveau +300. An. quantit.

S = 26,7 % Sb = 21,5 % Cu = 40,0 % Zn = 7,0 % Pb = 3,1 %

Total : 99,3

Hg = 1 %

Formule calculée : $S_{13} Sb_3 Cu_{10} Zn_2$

CUIVRE GRIS

San Giovanni. Grotta Grande, niveau +255. An. quantit.

S = 19,5 % Sb = 24,4 % Cu = 29 % Zn = 7,2 % Ag = 17 %

Total : 100,5

Pb = 3,4 %

Imprimerie : Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand
(Premier semestre 1969)
(Dépôt Légal)

